

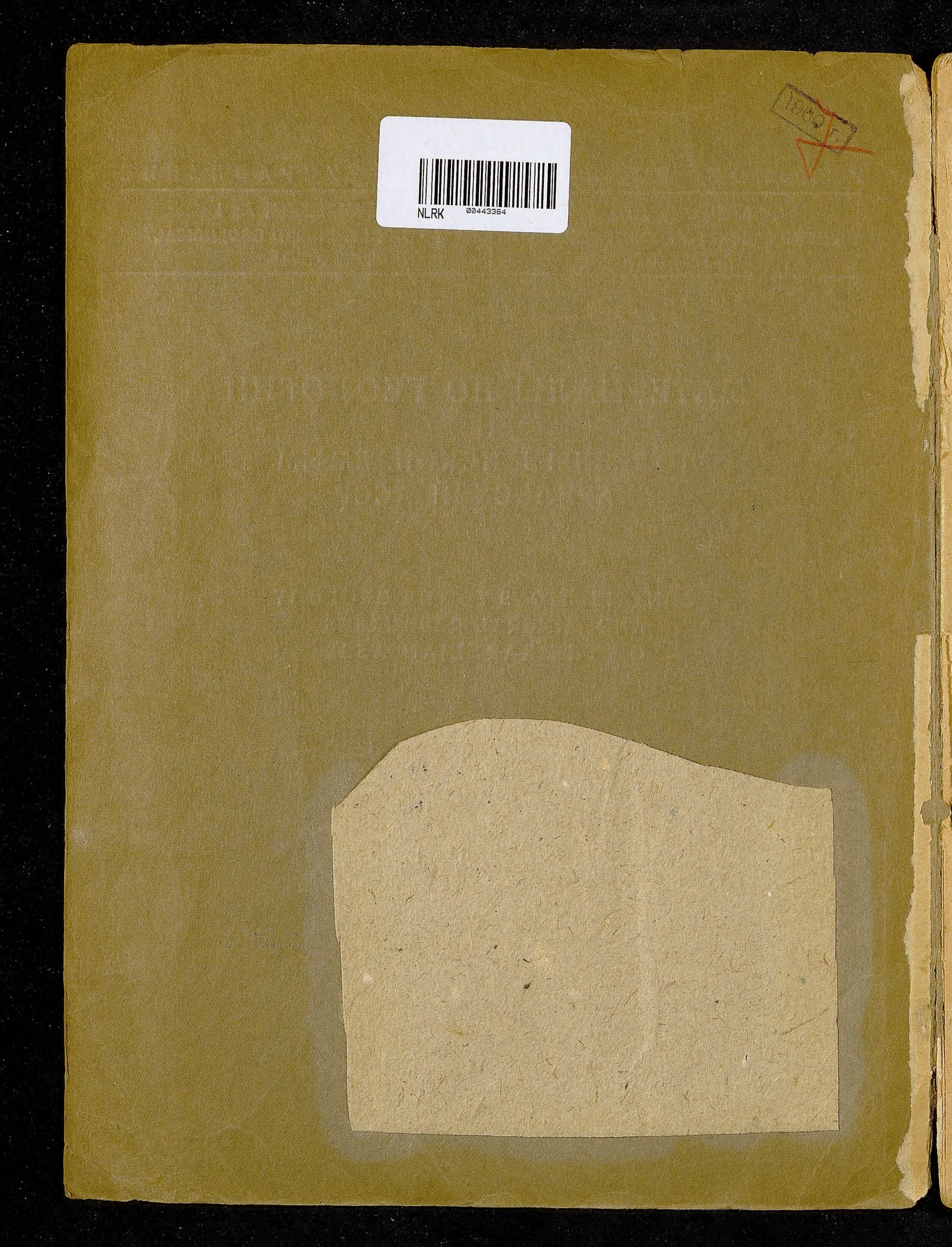
НКТП — СССР
ГЛАВНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

СБОРНИК № 1 ЛЕНИНГРАДСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ТРЕСТА	SYMPOSIUM № 1 OF THE LENINGRAD GEOLOGICAL TRUST

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ КАРЕЛЬСКОЙ АССР

CONTRIBUTIONS TO THE GEOLOGY AND MINERAL RESOURSES OF THE KARELIAN ASSR

ОНТИ НКТП СССР 1936


NLRK 00443384

НКТП — СССР

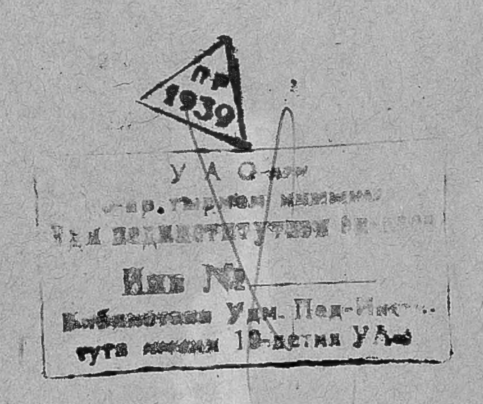
ГЛАВНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

СБОРНИК № 1 ЛЕНИНГРАДСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ТРЕСТА

SYMPOSIUM № 1 OF THE LENINGRAD GEOLOGICAL TRUST

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ КАРЕЛЬСКОЙ АССР

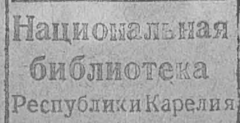
CONTRIBUTIONS TO THE GEOLOGY AND USEFUL MINERALS OF THE KARELIAN ASSR





ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ ГЕОЛОГО-РАЗВЕД. И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

ЛЕНИНГРАД 1936 МОСКВА



Геологические исследования в Советской Карелии

Край «озер, лесов и болот» из окраины России, служившей местом ссылки, за 15 лет своего существования под именем Советской Карелии превратился в один из крупных индустриальных районов. Об этом говорит и гордость Советского Союза — Балтийско-Беломорский канал им. Сталина, и Кондопожский комбинат, и Северный химический комбинат, и Нивская гидроэлектро-станция, и целый ряд других выросших вновь или реконструированных и развившихся промышленных предприятий.

Такой разворот промышленного строительства безусловно мог осуществиться только при наличии систематического изучения сырьевой базы края вообще, а следовательно и его минеральных ресурсов.

Карелия издавна считалась страной, богатой полезными ископаемыми, но эксплоатировались они только в редких случаях и притом в весьма малой степени. Причины такого положения вещей были как местного порядка: недостаточная населенность края, некультурность, плохие пути сообщения, так и общего характера для всей дореволюционной России: промышленная отсталость, отсутствие планового хозяйства, право частной собственности на горные отводы. Частновладельческие заявки были сделаны почти на все известные в то время месторождения и заброшенные старинные разработки. Но отсутствие у заявителей достаточного капитала для вложения в дело, а отчасти и нежелание их рисковать своим капиталом приводили к тому, что отводы перепродавались в первобытном состоянии, а цифры их запасов спекулятивно раздувались. На этих местах никто другой уже не имел права вести ни эксплоатационных, ни разведочных, ни поисковых работ. Таким образом месторождения оставались не изученными, запасы не подсчитанными, качество полезных ископаемых не установленным. Все это создавало почву как для необоснованного опорочения отдельных месторождений, так и для необоснованных утверждений о несметных богатствах края. При крайне сложном геологическом строении Карелии в этот вопрос не могли внести полной ясности и те единичные экскурсии, которые время от времени предпринимались даже видными геологами: сначала акад. Гельмерсеном, проф. Иностранцевым, акад. Левинсон-Лессингом, а потом проф. Борисовым, проф. Куплетским, проф. Тимофеевым и др.

Октябрьская революция передала земные недра в руки трудящихся, а вместе с тем устранила и те причины, которые тормозили развитие горной промышленности. Отмена частной собственности, реконструкция народного хозяйства на началах плановости и индустриализации, наконец, национальная политика — создали все условия для мирного хозяйственного и культурного строительства Карелии вообще, а следовательно и для систематического изучения ее геологии и полезных ископаемых, для создания своей промышленности на базе собственного минерального сырья. Но в первые годы Октябрьской революции Карелия не имела возможности непосредственно приступить к изучению и промышленному освоению своих естественных богатств, так как на ее территории еще продолжалась война с внутренними и внешними врагами революции.

В период восстановления хозяйства гео-

*

логическое изучение Карелии проводилось главным образом под углом зрения возможности немедленного использования полезного ископаемого с наименьшими затратами по эксплоатации. Геолого-разведочные работы велись промышленными и хозяйственными организациями, непосредственно заинтересованными в минеральном сырье (Горнопромышленное общество, Чупгорн, Продасиликат, Правление б. Мурманской ж. д.).

Более широкое геологическое изучение ставил ЦСНХ АКССР через свое Геолого-разведочное бюро, которое благодаря настойчивости А. Н. Лескова много содействовало получению правильной промышленной оценки целого ряда месторождений.

Но всего этого конечно было недостаточно. Руководящие партийные и правительственные организации края, придавая большое значение вопросам освоения природных богатств, привлекли для систематического геологического освещения Карелии научно-исследовательские учреждения. От б. Геологического комитета научная работа проводилась проф. В. М. Тимофеевым, от Академии наук — проф. Б. М. Куплетским, от б. Института Севера — проф. П. А. Борисовым; Гидрологический институт также направил на исследования Олонецкую научную экспедицию.

Но работы и этих авторитетных организаций не обеспечивали получения полной картины перспективных возможностей минерально-сырьевой базы Карелии. Их планы в большинстве случаев не согласовывались, и полевые партии, перекрывая часто одни и те же участки, оставляли не освещенными хотя бы рекогносцировкой соседний участок.

Это положение резко меняется с проведением плана первой пятилетки. Необходимость разрешения проблемы использования местного сырья заставляет концентрировать дело геологической службы в одних руках; и с 1929 г., оставляя за Академией наук разрешение общих комплексных научных проблем, все основные геолого-разведочные работы проводит Ленинградский геолого-гидро-геодезический трест (ранее Ленинградское отделение Геолкома, ЛРГРУ, СЗРГРТ).

Благодаря совместной проработке планов ЛГГГТ с заинтересованными организациями и карельским правительством геолого-разведочные работы стали всегда отвечать запросам отдельных отраслей промышленности.

К 1932 г. форсированными темпами ЛГГГТ провел геологическую съемку миллионного масштаба; обзорная геологическая карта уже заканчивается печатанием. Эта карта крайне необходима для правильного выбора районов поисков и разведок. Ввиду исключительной сложности геологического строения Карелии был выдвинут вопрос о необходимости проведения систематической площадной съемки в масштабе 1 : 100 000. К Международному конгрессу по изучению четвертичных отложений Европы (1932 г.) была составлена карта четвертичных отложений Карелии в масштабе 1 : 2 500 000. Для района трассы ББВП составлена специальная литологическая карта детального масштаба.

Это основные достижения в деле создания обзорного материала по геологической изученности Карелии. Но наряду с этим нельзя не сказать о тех больших работах, которые проведены в целях выяснения промышленного значения месторождений отдельных ископаемых.

В этом деле выдающаяся роль принадлежит покойному С. М. Кирову, озабоченному заменой дальнепривозного сырья местным для развивающейся под его неусыпным руководством ленинградской индустрии. Для правильного планирования всех работ по изучению и освоению сырьевой базы и развитию промышленного строительства на Севере им создан в Ленинграде Карело-Мурманский комитет, в поле зрения которого вошли также и минеральные ресурсы Карелии. Комитет много помог ЛГГГ тресту в деле форсированного изучения сырьевой базы для металлургической и сернокислотной промышленности.

Прежде всего железо: проверены те фантастические цифры запасов озерных руд, которые много лет фигурировали в литературе и сильно смущали еще совсем недавно наших хозяйственников. Теперь установлено, что не озерные руды, а месторождения ванадийсодержащих титано-магнетитовых руд должны дать сырье для карельской железоделательной промышленности.

Вопрос о меди еще не имеет достаточной ясности, несмотря на проведенную в этих целях тщательную научно-исследовательскую работу. Однако попутно при этом выявлено Чалкинское месторождение сульфидов, дающее мощную базу сернокислотного сырья.

В стремлении разрешить топливную проблему ленинградской промышленности С. М. Киров в 1931—1932 гг. привлек целый ряд научно-исследовательских учреждений к окончательному разрешению вопроса о пригодности карельского шунгита как топлива и о попутном использовании в промышленности всех разностей шунгита и его золы, содержащей ванадий.

В результате геолого-разведочных работ ЛГГГТ вполне подготовлены к полному освоению месторождения строительных материалов Прионежья. Механизированные раз-

работки кварцитов Шокши, диабазов Роп-Ручья и гранитов Шалы представляют ныне крупные промышленные предприятия.

Работами ЛГГГТ освоены Шуерецкие месторождения граната и кианита. Сегозерские месторождения тальмо-хлоритового камня изучены и переданы в промышленную эксплоатацию для питания карельской тальмо-хлоритовой фабрики. Возможно и дальнейшее перечисление, но и так достаточно очевидно, какой сдвиг в деле освоения минерально-сырьевой базы Карелии мы имеем благодаря индустриализации нашей страны.

Несмотря на то, что большинство предприятий керамической промышленности Союза использует сырье карельских месторождений, до сих пор недостаточное внимание уделяется вопросу перспектив полевошпатовых и слюдяных месторождений Карелии для обеспечения сырьем слюдяной фабрики и строящегося пегматитового завода, хотя ЛГГГТ непрестанно будирует этот вопрос, так как промышленные запасы системы Чупинских разработок истощаются за отсутствием разведочных работ.

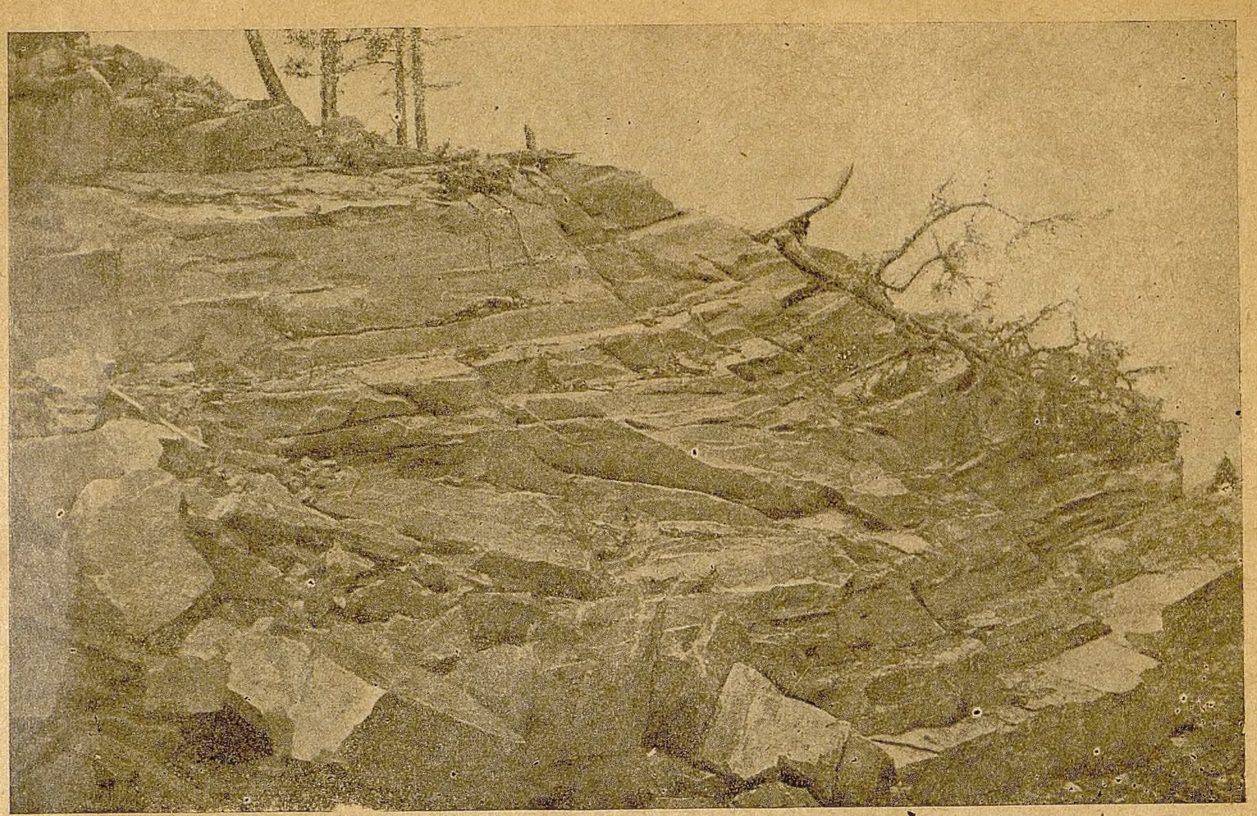
Трудно разрешимой задачей как в 1935 г., так возможно и в последующие годы остается проработка проблемы чистых известняков для цементного сырья.



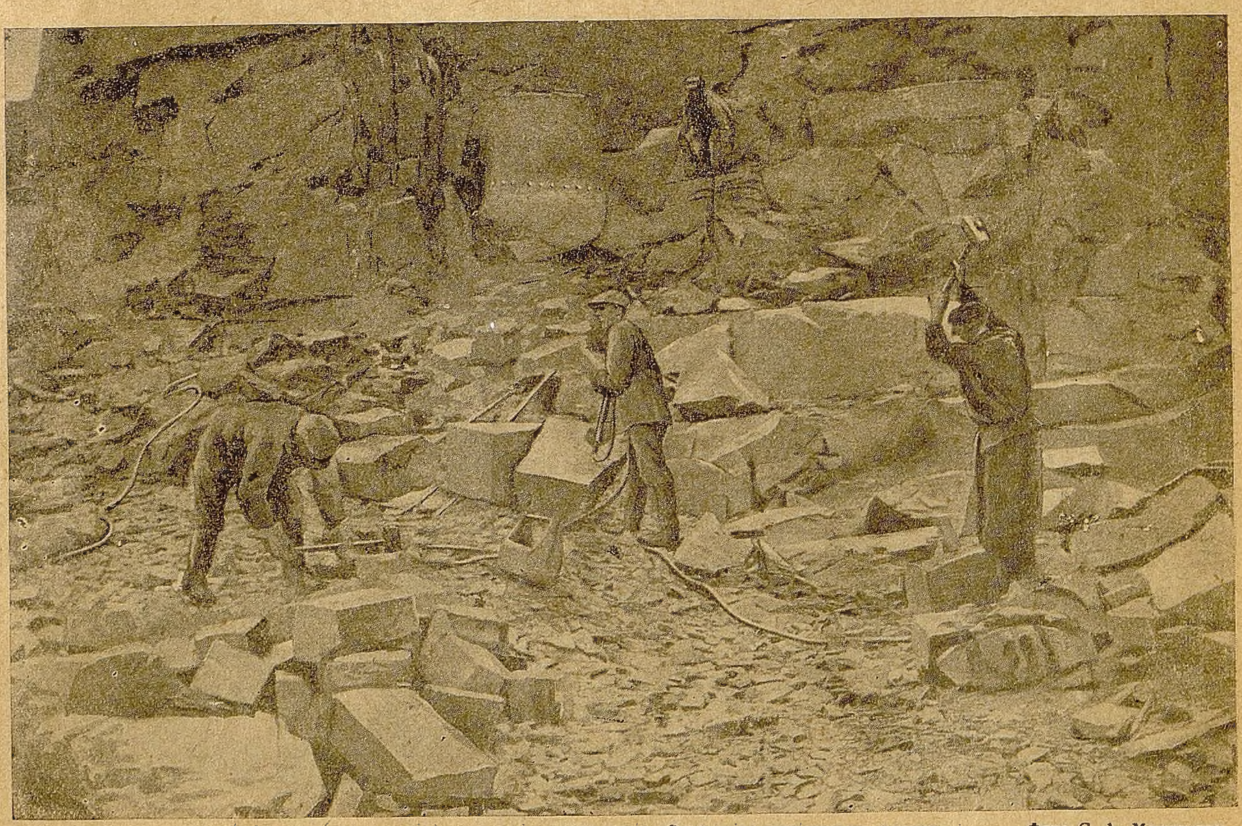
Добыча шунгита. Откатка шунгита из штольни.



Выход пласта шунгита.



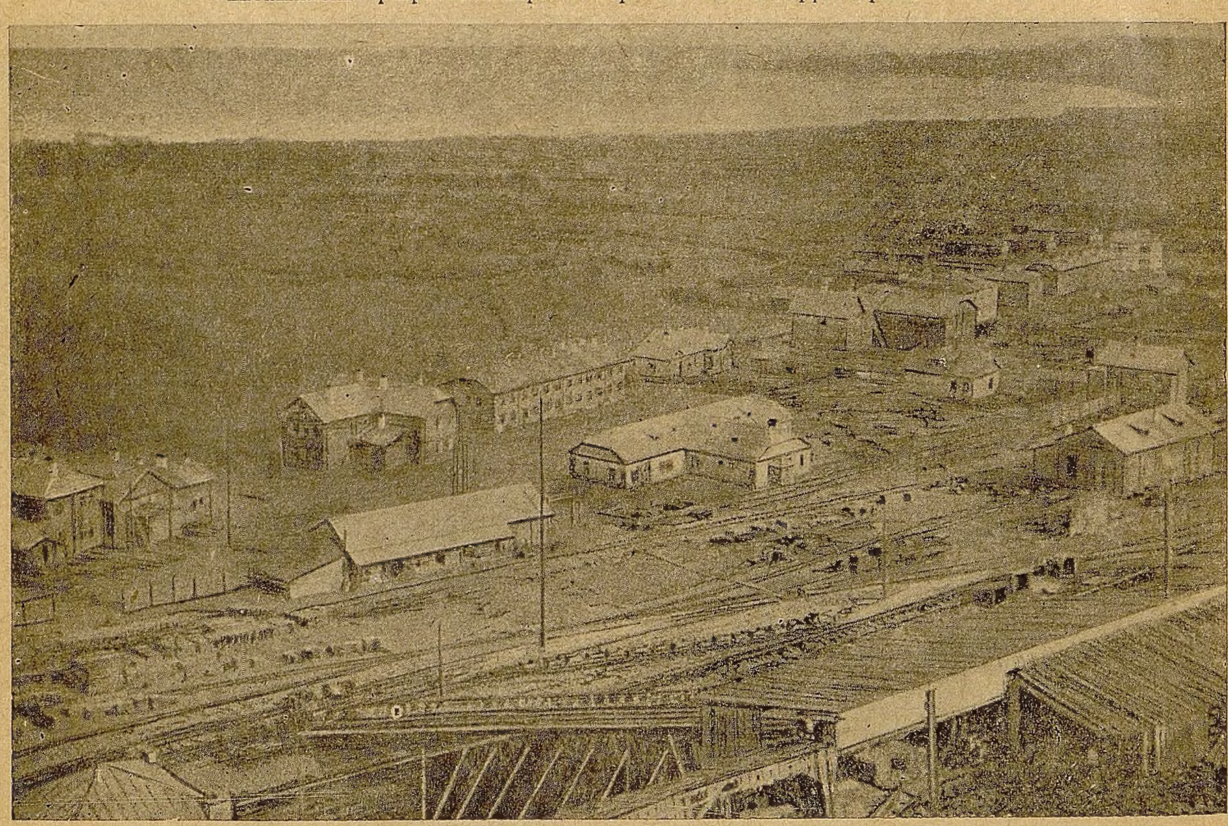
Шокшинские ломки малиновой разности кварцита. Фото С. А. Макарьева.



Шокшинские разработки серого кварцита. Разделка штучного камня. Фото С. А. Макарьева.



Шокшинские разработки серого кварцита. Работа деррик-крана. Фото С. А. Макарьева

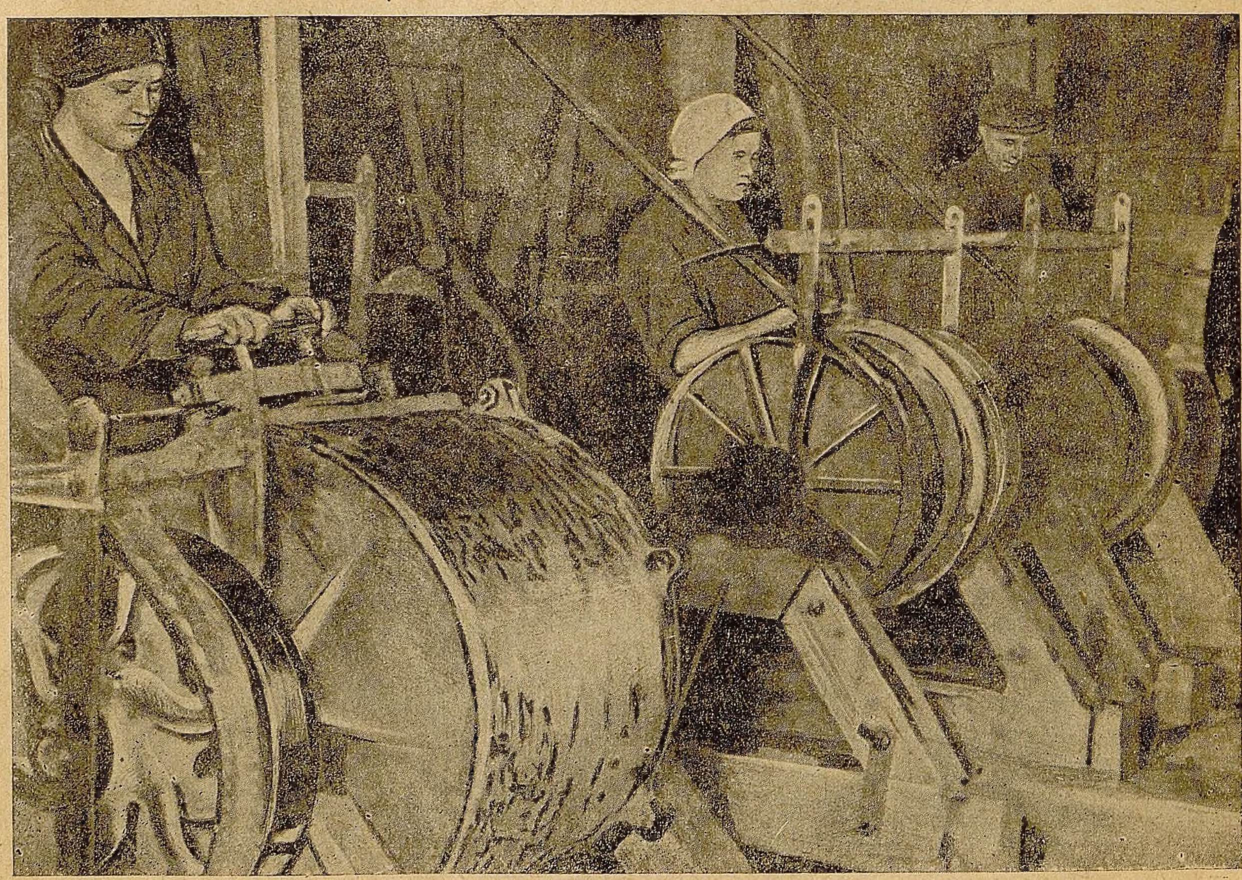


Ропручейские диабазовые разработки. Рабочий поселок. Фото С. А. Макарьева.

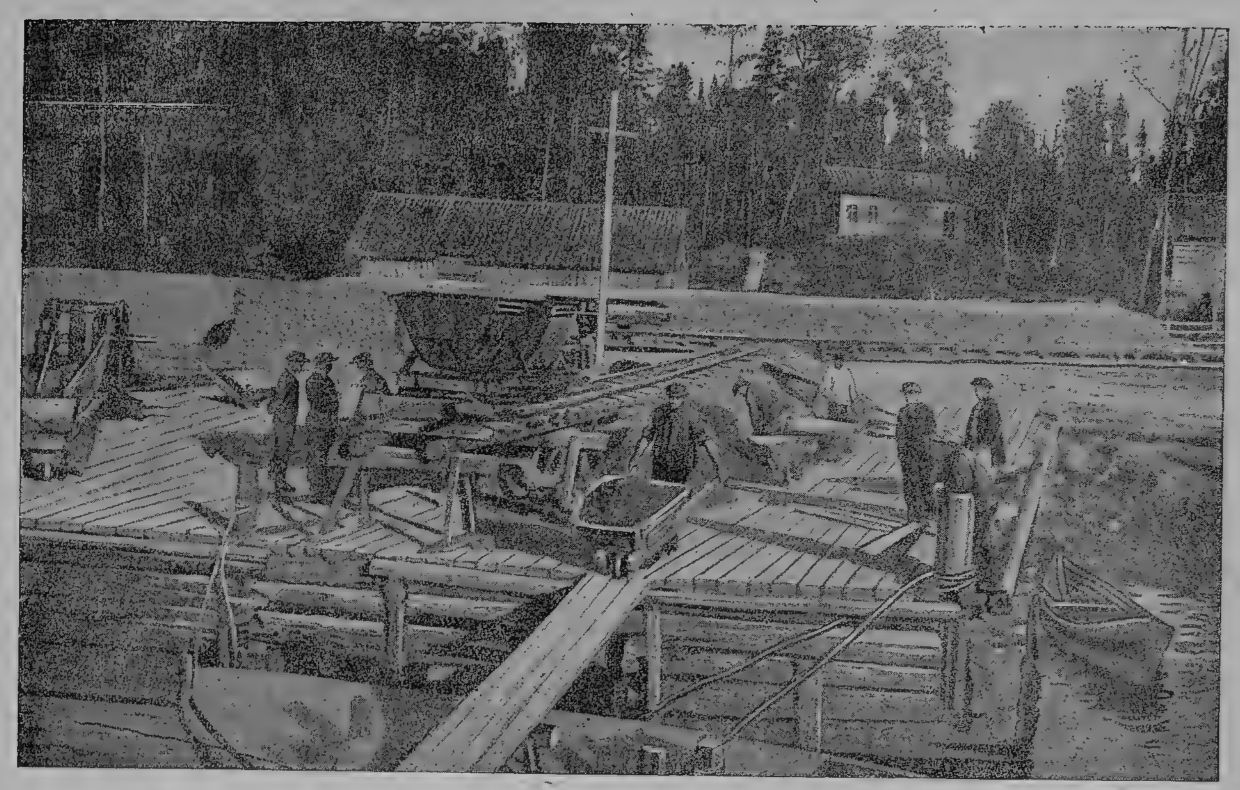


Ропручейские диабазовые разработки. Колка брусчатки

Фото С. А. Макарьева.



Обмольный цех Петрозаводской слюдяной фабрики Карелгранита. Переработка отбросов слюды в порошок „мика-ситипет", идущий в резиновую и асбестовую промышленность.



Чупинские разработки Карелгранита на руднике им. Самойловича. Пристань в Амбарной губе со штабелями товарного полевого шпата и кварца. Фото Капралова-Шевченко.

Первые итоги всех этих работ были подведены в конце 1932 г. на I Карельской геолого-разведочной конференции.

В настоящее время дело систематического изучения производительных сил Карелии уже твердо взято в руки самой Карельской республики, которая на базе б. Общества по изучению Карелии создала свой собственный Научно-исследовательский институт.

Проф. В. М. Тимофеев (его жизнь и деятельность)

На геологическом участке общего фронта борьбы за культуру заброшенной окраины России, а ныне социалистической Советской Карелии, пал выдающийся боец. 3-го августа 1935 года на полевых работах по подготовке экскурсий XVII сессии Международного геологического конгресса на острове Суисари, на Онежском озере, внезапно скончался от кровоизлияния в мозг старший геолог ЛГГГТ, профессор Ленинградского государственного университета Владимир Максимилианович Тимофеев. Неожиданная смерть унесла от нас незаурядного ученого и педагога, обаятельного и отзывчивого человека, полного энергии и сил работника.

Владимир Максимилианович Тимофеев родился в 1884 г. в семье чиновника в г. Петрозаводске, где получил среднее образование. В 1909 г. он окончил Петербургский университет по отделению естественных наук физико-математического факультета и был оставлен при том же университете по кафедре геологии у крупнейшего в то время проф. А. А. Иностранцева.

В 1911 г. он был командирован за границу для усовершенствования в области петрографии, минералогии и физической кристаллографии при Гейдельбергском университете. С этого момента, как педагог высшей школы, Владимир Максимилианович специализируется в области этого комплекса наук и на протяжении 26 лет развертывает крупнейшую работу систематической подготовки молодых специалистов-петрографов. В университете, на Высших курсах Лесгафта, на б. Высших естественнонаучных курсах Лох-

вицкой-Скалон, в I Педагогическом институте им. Герцена, а последние 5 лет и в Горном институте им проводятся курсы по методам петрографического исследования горных пород, по кристаллооптике и породообразующим минералам, а также по кристаллографии, минералогии, общей петрографии, неметаллическим ископаемым и строительным материалам. Но основная научно-учебная деятельность Владимира Максимилиановича беспрерывно до конца жизни протекала в ЛГУ, где он последовательно занимал должности хранителя Геологического кабинета, затем доцента и наконец профессора. Здесь он проявил себя талантливым педагогом и знатоком методики микроскопического анализа. Его лекции по методам петрографического исследования привлекали слушателей не только из среды студентов, но и специалистов других высших учебных заведений. Он сумел сгруппировать около себя многочисленную молодежь и благодаря своей эрудиции, твердому руководству и авторитету воспитал целое поколение специалистов-петрографов. Из этой «тимофеевской» школы вышли солидные работники, геологи и петрографы — доценты Горного института Е. Н. Егорова, Н. А. Елисеев и др.



Но для нас более интересна другая сторона деятельности Владимира Максимилиановича, научно-исследовательская, поскольку она почти исключительно протекала в Карелии.

Еще в студенческие годы мечтая стать исследователем родного Олонецкого края, он с первых же лет самостоятельной работы шаг за шагом неуклонно осуществляет поставленную себе цель — углубить геологическое изучение этой оторванной от культурных центров северной окраины, начатое геологами старшего поколения Г. Гельмерсена, А. А. Иностранцева и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Свои работы в Олонецком крае Владимир Максимилианович начал в 1908 г. с Петрозаводского уезда и последовательно расширял на всю территорию современной южной и северной Карелии. Только с 1912 по 1915 г. он работал вне родного края, когда был занят геологическими исследованиями по р. Уфе и в центральной части Алтая, хотя и в этот период выкраивал по 1—2 месяца в год для посещения наиболее интересовавших его в то время пунктов в Олонецкой губернии.

Первые свои полевые работы Владимир Максимилианович проводил от Петербургского общества естествоиспытателей; от него же он работал и по возвращении с Алтая. За эти годы Владимир Максимилианович неоднократно посещает бассейн р. Суны *(5)*, западный берег Онежского озера, Заонежье, район Сегозера, где изучает диабазовые породы *(1—3, 11)*, подробно исследует области развития карельских мраморов *(16)*, шунгитов (*9*), кварцитов (*14, 15, 17*), открывает и детально изучает лавовые потоки острова Суисари (*8, 10*), впервые на русской территории исследует шаровые лавы (*12*), изучает халцедоны с того же острова (*4*) и винтообразное строение у силикатов (*6, 7*). Эти работы в трудной области оптического исследования тонковолокнистого и агрегатного состояния минерального вещества проведены весьма искусно, с применением новых приемов микроскопического анализа.

С 1917 г. Владимир Максимилианович проводит свои исследования исключительно в Карелии уже от б. Геологического комитета, где сначала состоит в должности геолога-сотрудника, затем адъюнкт-геолога, а с 1927 г. — старшего геолога. Наиболее крупными работами его за этот период являются геологические исследования вдоль линии Кировской железной дороги на участке Петрозаводск — Масельская (*18*) и геологическая съемка 40-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР (*22, 26*), причем он обследует меденосные участки Прионежья (*53*), проводит детальное картирование в Туломозерском железорудном районе и детальную литологическую съемку западного побережья

Онежского озера; кроме того он детально изучает и картирует район Надвоицкого рудника на северной оконечности Выгозера *(23)* и впервые на территории Карелии применяет валунный метод при поисках сульфидов.

В этот же период времени, в связи с началом проектирования строительства гидростанций Нижней Свири, Владимир Максимилианович привлекается для организации геологических изысканий; консультантом работ по Свирьстрою он состоял и до последнего времени *(20, 43, 44)*.

Работая в Геологическом комитете, Владимир Максимилианович с 1920 по 1929 г. работал также в КЕПС при Академии наук СССР по каменным строительным материалам (мраморы, кварциты и песчаники, валунно-галечный материал и т. п., *19, 25, 33—35)*, 4 года руководил геологическими работами Олонецкой научной экспедиции Гидрологического института *(29)* и наконец 2 года руководил геолого-поисковыми работами ЦСНХ АКССР (*36, 37*). В 1924 г. он имел заграничную командировку от Геологического комитета на происходивший в Финляндии геологический съезд.

Этот далеко неполный перечень работ особенно подчеркивает, что Владимир Максимилианович до конца остался верен поставленной себе в молодости задаче — отдать все знания, опыт, личный интерес и силы всестороннему геологическому изучению своего родного края. Это по справедливости был лучший знаток геологии Карелии и ее полезных ископаемых. Своей 26-летней энергичной научной деятельностью он заполнил тот пробел в освещении геологической истории Карелии, который существовал с конца прошлого столетия. Всемерно помогая начавшемуся с Октябрьской революции крупнейшему строительству (*18, 23, 40, 43*) и возрождению заглохшей в начале XVIII века горной промышленности АКССР *(21, 27, 28, 30—32, 41, 45, 46, 49, 50, 54)*, Владимир Максимилианович особенно энергично смог проводить свои многообразные по содержанию и направлению геологические работы в Карелии с 1929 г., после того как (12 февраля) по поручению б. Геологического комитета им было организовано «Бюро по исследованию Северо-Западной области и Карельской АССР», через месяц преобразованное в Ленинградское отделение Геолкома, позже Ленинградский геолого-гидро-геодезический трест.

С этого времени Владимир Максимилианович оставляет службу в Геологическом комитете и, отказавшись от предложенного ему поста помощника директора нового учреждения, остается работать в нем в качестве районного геолога Карелии. Он организует и возглавляет работы по геологической съемке в масштабе 1 : 1 000 000 всей территории Карельской республики, консультирует все геолого-поисковые и разведочные работы и в то же время по специальным заданиям директивных органов в 1930 г. принимает на себя непосредственное руководство семью геолого-разведочными партиями по изысканиям трассы Балтийско-Беломорского канала им. Сталина, а в 1932 г. — разведками шунгитовых месторождений Заонежья и железорудного месторождения Пудож-горы *(57)*.

Последние годы Владимир Максимилианович продолжал консультацию и руководство работами всех съемочных партий ЛГГГТ в Карелии и по окончании здесь миллионной съемки принял на себя руководство такой же съемкой на Кольском полуострове.

Результаты разнообразной научно-исследовательской деятельности Владимира Максимилиановича на протяжении 26 лет его работы имеют громадное значение как основной источник знаний геологического строения Карельской республики, ее тектоники, металлогении и минеральных ресурсов. В своих многочисленных печатных работах, посвященных вопросам теоретической и прикладной геологии и петрографии, он охватил весь комплекс пород южной и северной Карелии и в последнее время подходил к труднейшим и почти еще не разработанным вопросам стратиграфической увязки карельских и кольских свит. Законченная им и выпускаемая теперь в свет геологическая карта АКССР миллионного масштаба (*56*) является первым синтезом всех наших представлений о геологической структуре Карелии, опирающимся главным образом на личные его и его учеников полевые наблюдения и на собственную его интерпретацию всего известного по Карелии материала. Значение этой работы как отправной точки для всего дальнейшего более детального геологического изучения территории, для геологических построений и прогнозов, связанных с вопросами металлогении Карелии и ее минеральных ресурсов, — очевидно. Особой заслугой Владимира Максимилиановича в области изучения геологии Карелии необходимо признать его выводы по стратиграфии докембрия (*47, 48, 58*), которые далеко ушли вперед по сравнению с ранее установленными представлениями А. А. Иностранцева, В. Рамсея и других исследователей.

Исключительное значение представляет обширный монографический труд Владимира Максимилиановича, только что напечатанный Академией наук СССР, — «Петрография Ка-

релии» *(55)* как по полноте собранных в нем материалов, так и по глубине теоретической проработки связанных с ними петрологических вопросов и тем; в этой монографии дается новое освещение генезиса всех горных пород Карельской республики.

К серии прикладных научно-исследовательских работ Владимира Максимилиановича следует отнести его монографии «Мраморы Олонецкого края» (*19*), «Кварциты и песчаники» (*33*). В них проводится идея зависимости технических свойств каменных строительных материалов от геологических факторов, влиявших на породу, дается исчерпывающее описание месторождений и промышленная характеристика декоративного и строительного камня. В работах по кварцитам всесторонне освещены петрография, генезис, стратиграфия и классификация (*39*) кварцевых осадочных пород обширных районов Карелии (Шокшинского и Сегозерского) и приводится детально проработанная оценка этих пород как строительного, кислотоупорного и огнеупорного материала. «Карта каменных строительных материалов Прионежья» *(42)* дополняет последние две работы новыми данными об онежских гранитах. Руководство Владимира Максимилиановича геолого-поисковыми и разведочными работами по шунгиту в Заонежьи обеспечило выяснение ряда научных и практических вопросов, связанных с этим своеобразным полезным ископаемым; в специальной работе он установил новое теоретическое и практически важное воззрение на битуминозный генезис шунгита Карелии *(24)*.

В области исследований по вопросам рудоносности на территории Карельской республики в работах Владимира Максимилиановича и его консультациях поисков и разведок рудных месторождений (Надвоицкий район, золотоносный Воицкий рудник, железорудные районы Пудож-горы, Койкары, Туломозера, медный рудник Воронова Бора, сульфиды Чалко-сельги и пр.) накопился огромной важности материал по металлогении Карелии (*51*); его идеи в этой области служат руководящей нитью для практического решения рудной проблемы АКССР.

На работах по геолого-петрографическому изучению Карелии Владимир Максимилианович создал группу способных петрографов, с выдающимся успехом продолжающих здесь работу своего учителя. В этой группе уже выделился ряд исследователей Карелии, как Н. Г. Судовиков, А. М. Гуреев, Ю. С. Неуструев, с серьезными и интересными научными работами; из этой же школы выдвигаются и более молодые силы (Л. Я. Харитонов, К. К. Судиславлев, К. М. Кошиц, В. Н. Нумерова, Н. А. Волотовская и др.), уже ряд лет самостоятельно работающие в Карелии или переключающиеся на работу на соседнем Кольском полуострове.

Загруженный своей научно-исследовательской, педагогической и консультационной деятельностью, Владимир Максимилианович находил время и для участия в общественной работе (*38*). Он состоял действительным членом научных обществ (Минералогического и Общества естествоиспытателей), являлся почетным членом Общества по изучению Карелии, четыре года бессменно состоял председателем трестовской ячейки Горного НИТО, развернувшей под его руководством широкую научную и популяризаторскую деятельность, а в 1935 г. руководил геолого-разведочной секцией Областного бюро того же Общества. В порядке общественной нагрузки по ЛГГГТ он провел цикл занятий по геологии с выдвиженцами — рабочими от станка (двое из них затем заняли должности директоров геолого-разведочных баз) и читал лекции для повышения квалификации административного персонала ЛГГГТ.

Работники ЛГГГТ, среди которых протекли последние 7 лет деятельности покойного, с особой скорбью переживают утрату этого живого и энергичного человека, редкого товарища, крупного советского ученого и общественного деятеля, все свои силы отдавшего культурному строительству своей родины, ставшей теперь социалистической родиной. Но Владимир Максимилианович ушел от нас внезапно в расцвете своей плодотворной деятельности, понятно, оставив много незаконченных работ, и потому долг его учеников и товарищей довести до конца эти ценные работы. Вся жизнь покойного должна служить для них ярким примером настойчивой целеустремленности.

СПИСОК ПЕЧАТНЫХ РАБОТ ПРОФ. В. М. ТИМОФЕЕВА

1909 г.

1. О вариолите острова Суисари. Труды СПб. общ. естествоиспытателей, т. XL, вып. 1, № 2—3, стр. 84.

1910 г.

2. О пористых породах острова Суисари на Онежском озере. Тр. СПб. общ. естествоисп., т. XLI, вып. 1, № 4.

1911 г.

3. О продуктах выполнения и структуре миндалин олонецких мандельштейнов. Тр. СПб. общ. естествоисп., т. XLII, вып. 1, № 5—6.
4. Халцедоны о-ва Суисари. Тр. СПб. общ естествоисп., т. XXXV, вып. 5.
5. Об эрозионном котле на р. Суне. Тр. СПб. общ. естествоисп., т. XXXV, вып. 5.

6. О винтообразном строении у силикатов. Тр. СПб. общ. естествоисп., т. XXXV, вып. 5.
7. Ueber schraubenförmigen Bau bei Silikaten. Centralblatt, № 8, Berlin.

1914 г.

8. Об остатках поверхности лавового потока в Олонецкой губ. Тр. Петрогр. общ. естествоисп., т. XLV, вып. 1, № 4.

1916 г.

9. К выяснению вопроса о происхождении аморфного углерода типа шунгита. Тр. Петрогр. общ. естествоиспытат., т. XLVII, вып. 1, № 7—8.
10. Об остатках поверхности лавового потока в Суисарской древневулканической области. Тр. Петрогр. общ. естествоисп., т. XXXVIII, вып. 5.
11. Геологическая экскурсия в Олонецкую губ. летом 1916 г. Тр. Петрогр. общ. естествоисп., т. XLVII, вып. 1, № 7—8.
12. Находка pillow-lava в Олонецком крае. Геол. вестн., т. II, № 3.
13. Доклад о ходе работ Комиссии по вопросу о титане. Тр. Комиссии сырья КВТП, вып. 1.
14. О кварцитах Олонецкой губ. Тр. Ком. сырья КВТП вып. I.
15. Кварциты Олонецкого края как кислотоупорный и огнеупорный строительный материал. Тр. Ком. сырья, КВТП, вып. III.
16. О кустарных разработках некоторых пород Олонецкого края. Тр. Ком. сырья, КВТП, вып. III.

1917 г.

17. Кислотоупорные свойства кварцитов Сегозера и Онежского озера. Рудный вестн., т. II, вып. 2.

1919 г.

18. Отчет о работах вдоль линии Мурманской ж. д. на участке Петрозаводск — Масельская. Изв. Геол. ком., т. XXXVIII, № 3.

1920 г.

19. Мраморы Олонецкого края. Материалы для изуч. естеств. произв. сил России, № 37. КЕПС Ак. наук.

1922 г.

20. Геологический очерк бассейна р. Свири и западного и северо-западного побережья Онежского озера. Тр. I Всеросс. геол. съезда.
21. Глины бассейна р. Ивины. Поверхность и недра, т. III, № 1 (16).

1923 г.

22. Предварительный отчет о работах в 1919 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIX, № 2.
23. Олонецкий участок Мурманской жел. дор. от ст. Званка до ст. Надвоицы. Произв. силы района Мурм. ж. д. Петрозаводск.

1924 г.

24. К генезису прионежского шунгита. Тр. Ленингр. общ. естествоисп., т. LII.
25. Кварцевые материалы Олонецкого края. Материал для изучения естеств. произв. сил России, № 48. Камен. строит. мат. Сб. 2-й. КЕПС Акад. наук.

1925 г.

26. Предварительный отчет о геологических исследованиях в районе Онежско-Ладожского водораздела летом 1923 г. Изв. Геол. ком., т. XLIII.
27. Строительные материалы северо-западной области. Естеств. минер. строит. материалы Европ. части СССР, вып. V, северная часть. Общий очерк. Онежско-Ладожский район (с картой). Поверхность и недра.
28. Гюмбелит из окрестностей с. Шуньги. Тр. Ленингр. общ. естествоисп., т. LV, вып. 1.
29. Геологический очерк озер Прионежья, исследованных Олонецкой научной экспедицией. Тр. I Всеросс. гидрогеол. съезда.

1926 г.

30. Оленеостровское месторождение барита на Онежском озере. Поверхность и недра, т. IV, № 7—9.
31. Мраморы Карелии как предмет кустарных разработок. Эконом. и статист. Карелии, № 7—8. Петрозаводск.

1927 г.

32. Мраморы Карелии как предмет кустарных разработок. (Продолжение.) Эконом. и статист. Карелии, № 1—3. Петрозаводск.
33. Каменные строительные материалы Прионежья. Ч. 1. Кварциты и песчаники. КЕПС Ак. наук СССР.

1928 г.

34. Точильные камни Карелии. Сборн. III. Каменные строит. материалы. Матер. для изучения естеств. произв. сил России, № 67. КЕПС Ак. наук СССР.
35. О месторождениях валунно-галечного материала в районе Прионежья. Матер. для изучения естеств. произв. сил России, № 67. КЕПС Ак. наук СССР.
36. Белогорский мраморный район. Материалы по геологии и полезным ископаемым Карелии. Изд. ЦСНХ АКССР. Петрозаводск.
37. Очерк геологии и полезных ископаемых Сегозера (при соавторстве Н. А. Елисеева и В. Т. Белоусовой). Матер. по геологии и полезным ископ. Карелии. Изд. ЦСНХ АКССР. Петрозаводск.
38. Геологический очерк Ленинградской области (при соавторстве Д. В. Наливкина). В помощь учителю. Справочная книга по краеведению. Гос. изд. Ленинград.

1931 г.

39. К вопросу классификации кварцевых осадочных пород. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объед., т. LI, вып. 78.

1932 г.

40. Строительные материалы района Кондостроя. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объед., т. LI, вып. 82.
41. Шунгит. Сырьевые и топливные ресурсы Ленинградской области. Ленхимсектор.
42. Карта каменных строительных материалов Прионежья. Тр. Лен. геол.-разв. треста, вып. 1.
43. Гидрогеологические данные о месте Нижнесвирского сооружения. Свирьстрой. Гидрогеология и грунты. Ленинград.

1933 г.

44. Химический режим вод района р. Свири. IV Гидрологическая конференция балтийских стран. III—секция рек. Вып. 40. Ленинград.
45. Геология и полезные ископаемые Карелии. Тр. Карельской геол.-разв. конференции. Изд. Лен. геол.-разв. треста.
46. Горностроительные материалы Карелии. Тр. I Карельской геол.-разв. конференции. Изд. Ленингр. геол. разв. треста.
47. Карело-Мурманский край. Справочн. Полезные ископаемые Ленингр. обл. и Карельской АССР, ч. I, изд. Ленингр. геол.-разв. треста.
48. Геоморфология и геология Карелии. Справочн. Полезные ископ. Ленингр. обл. и Карельской АССР, ч. II, изд. Ленингр. геол.-разв. треста.
49. Барит. Справочн. Полезные ископаемые Ленинградской обл. и Карельской АССР, ч. II, изд. Ленингр. геол.-разв. треста.

50. Кварц, халцедон, агат, аметист. Справочн. Полезные ископаемые Ленинградской обл. и Карельской АССР, ч. II, изд. Ленингр. геол.-разв. треста.

1934 г.

51. Интрузии постархейских гранитов Карелии и значение их для металлогении области. Изв. ЛГГГТ, № 1.
52. К петрографии кристаллических пород Гдовского района. Изв. ЛГГГТ, № 1.
53. Месторождения медных руд Заонежья. Изв. ЛГГГТ, № 2.
54. Геологические предпосылки к поискам известняков в Карелии. Известия ЛГГГТ, № 2.

1935 г.

55. Петрография Карелии. Петрография СССР. Серия I. Региональная петрография. Изд. Ак. наук СССР.
56. Геологическая карта Карелии в масшт. 1:1 000 000 с объяснительным текстом. Изд. ЛГГГТ и НКМП АКССР.
57. Титано-магнетитовые месторождения Карелии. Изв. ЛГГГТ, № 5—6 (10—11).
58. Геология Карелии. Протерозой. Геология СССР. Изд. ГГУ.

В список не вошли рецензии и многочисленные доклады в ученых обществах, на съездах, конференциях.

Под редакцией В. М. Тимофеева выпущены сборники: „Материалы по геологии и полезным ископаемым Карелии", изд. ЦСНХ АКССР, Петрозаводск, 1928 г., и II часть справочника „Полезные ископаемые Ленинградской области и Карельской АССС", изд. ЛГГГТ, Ленинград, 1933. Кроме того В. М. Тимофеев участвовал в составлении геологических карт Карелии для упомянутого Справочника и для атласа Ленинградской области и Карельской АССР, изд. ГЭНИИ и Леноблисполкома, 1935 г.

Титано-магнетитовые месторождения Карелии

Проф. В. М. Тимофеев

Среди железных руд Карелии наибольший интерес за последнее время приобрели месторождения титано-магнетитов, особенно в связи с открытием в этих рудах ванадия. Кроме того эти руды выгодно отличаются от других типов карельских железных руд своей значительной концентрацией на сравнительно небольших площадях.

Вообще месторождения железных руд в Карелии довольно обычны. Особенно широко распространены озерные железные руды биогенно-осадочного происхождения. Однако при очень широком, почти повсеместном распространении, этот тип руд представляется мало интересным, так как большинство месторождений этого типа приурочено к мелким, очень ограниченных размеров озерам, что сильно затрудняет постановку широкой, хорошо механизированной их эксплоатации.

Второй вид железных руд осадочно-метаморфического характера связан с доломито-кварцитовой толщей. Его типичным и пока единственным представителем является Туломозерское месторождение железного блеска. Аналогичное месторождение находится по соседству с Туломозером на территории Финляндии в районе Суоярви. Третий тип руд представлен также железным блеском (железная слюдка), но уже жильного характера. Они приурочены к кварцевым и кварцево-полевошпатовым жилам (Пергуба, Гирвас-порог и др.). Наконец четвертый тип руд — ванадийсодержащих титано-магнетитов — связан с интрузиями диабазов. Месторождения эти магматического происхождения. Из них наиболее известно месторождение титано-магнетитов Пудож-горы и Койкары.

Койкарское месторождение сравнительно мало еще изучено. Что касается Пудожгорского, то хотя оно известно достаточно давно и подвергалось уже и ранее разведке, однако до самого последнего времени с геологической точки зрения было освещено лишь в самых общих чертах. Все сведения в этом отношении исчерпывались весьма краткими указаниями, что руда связана с диабазовыми, или, как указывалось в старых работах, с диоритовыми породами и представляет шлировые скопления титано-магнетита. В связи со скудостью этих данных выяснение геологии месторождения являлось совершенно необходимым. Теперь Пудожгорское месторождение в значительной мере освещено произведенной здесь ЛГГГТ разведкой. Материалы, собранные и обработанные за время разведки геологами Подкорытовым, Бондаревым и Сверчковым и дополненные личными наблюдениями автора, позволяют сделать ряд важных заключений.

Месторождение расположено по восточному берегу Онежского озера около с. Пудожгорский погост. Оно приурочено к трем крупным диабазовым массивам в виде значительных размеров кряжей, возвышающихся над окружающей местностью и носящих названия Див-горы, Пат-горы и Мурьева кряжа.

Эти возвышенности лежат непосредственно за погостом и от Онежского озера отстоят на $3^1/_2$ *км*.

Вся местность между озером и кряжами сложена четвертичными отложениями и представляет террасовидные площадки, образовавшиеся в результате отступания и сокращения древнего Онежского бассейна.

Кристаллические массивы, имеющие значительную высоту, поднимаются над окружающей местностью довольно постепенно. Вершины их несколько уплощены и закруглены в результате обработки скал ледником. Следы этой работы сохранились очень отчетливо на многих участках скал в виде хорошо отполированных площадок с прекрасно сохранившимися ледниковыми шрамами с простиранием NW 330—340°.

Сама по себе Пудожгорская кристаллическая группа является совершенно изолированной на общем фоне окружающих ее четвертичных образований. Равным образом и отдельные массивы также изолированы друг от друга небольшими понижениями. Явления эти стоят, очевидно, в прямой связи с текто-

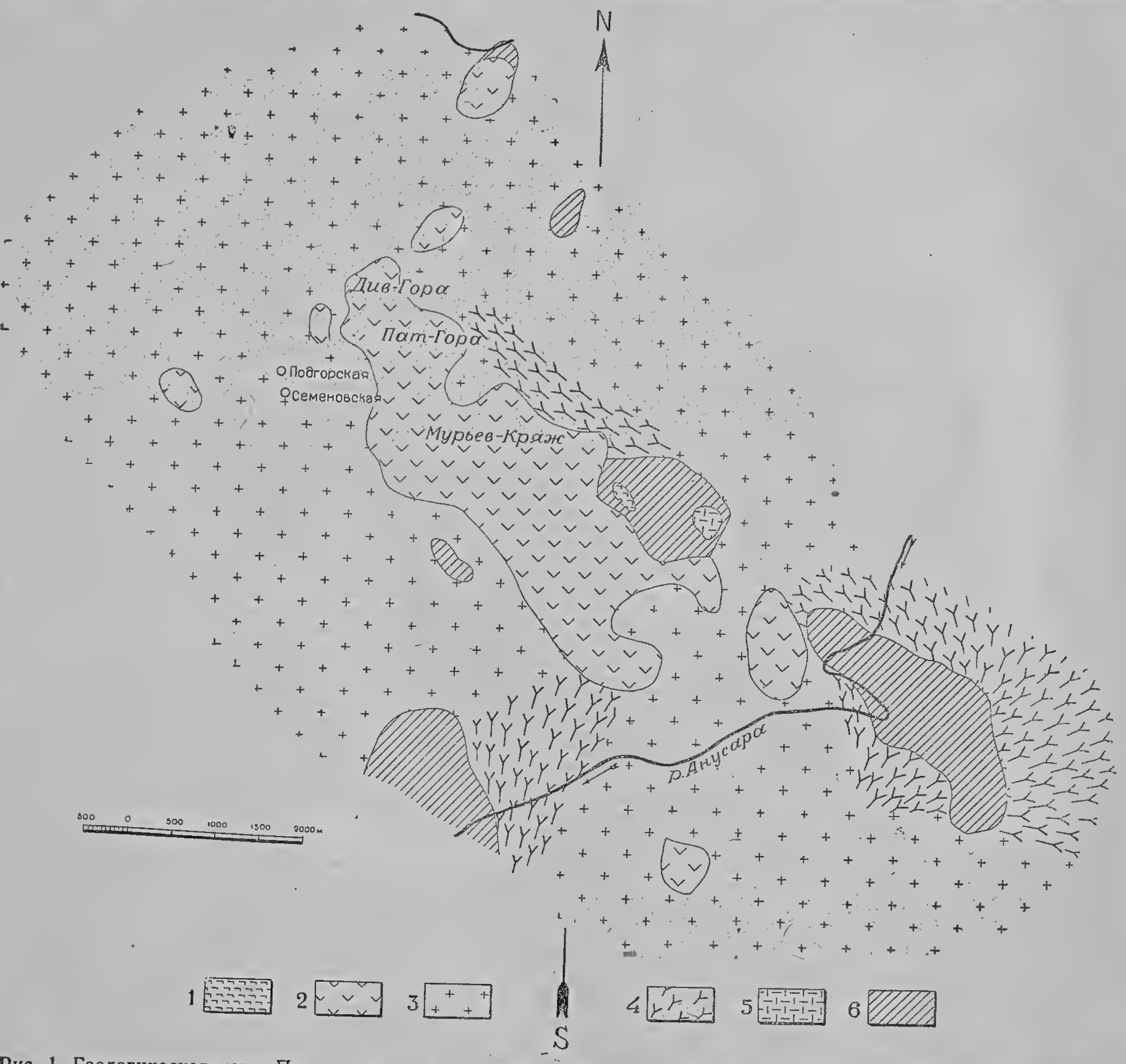


Рис. 1. Геологическая карта Пудожгорского месторождения титано-магнетита. По К. Н. Бондареву и В. С. Сверчкову.
1—плагиоклазиты, *2*—диабазы и метадиабазы, *3*—микроклиновые граниты, *4*—микроклиновые гнейсо-граниты, *5*—гранодиориты, *6*—олигоклазовые гнейсо-граниты гранодиоритового ряда.

Fig. 1. Geological map of the Mount Pudoj titano-magnetite deposit. After C. Bondarev and B. Sverchkov.
1—plagioclasite, *2*—diabase and metadiabase, *3*—microcline granite, *4*—microcline granite-gneiss, *5*—granodiorite, *6*—oligoclase gneissose granites of the granodiorite series.

никой района, однако заложенные ею основные элементы значительно видоизменены и переработаны ледником.

Массивы коренных пород в главной своей массе сложены интрузивного типа диабазами, наблюдающиеся же на склонах их уступы образованы гранитами. В геологическом отношении эти коренные породы различаются между собой и по возрасту.

Все породы Карелии, вообще говоря, могут быть разделены на две крупные группы — архейскую и протерозойскую. Архейские породы представлены преимущественно гранитами и гранито-гнейсами. В частности на значительной части восточного берега Онежского озера развиты граниты микроклин-плагиоклазового типа. Параллелизируя их с аналогичными породами Финляндии, можно установить большое их сходство с гранитами района Ханге, возраст которых определяется как постботнический. К этому же типу относятся и граниты Пудожгорского района, входящие в состав одного общего обширного поля гранитов восточного берега Онежского озера, которым правильнее всего присвоить название «онежских гранитов».

Среди господствующей разности гранита, относимого нами к типу постботнического, как подчиненные ему, наблюдаются породы гранодиоритового ряда, заключенные в более молодые породы. Они представлены как огнейсованными разностями, так и массивными. Гнейсовидный характер порода приобретает в силу линейно-вытянутого расположения пластинок биотита, частью роговой обманки. Состав породы — кварц, плагиоклаз и биотит, в небольшом количестве роговая обманка; микроклин иногда, как случайный минерал; кроме того — титанит, апатит, циркон. Плагиоклаз, согласно исследованиям геолога В. С. Сверчкова, относится почти исключительно к № 30 и близким к нему (№ 28—31), и лишь в одном случае был установлен плагиоклаз № 14. Точно такую же подчиненную роль играют и разности гранодиоритового ряда, отличающиеся значительно меньшим содержанием кварца.

Кроме описанных разностей гранитных пород в Пудожгорском районе развита еще разность микроклин-плагиоклазового гранита, по своему распространению играющая первенствующую роль. Граниты эти распространены по всему восточному побережью Онежского озера, и мы выделяем их под именем онежских. Это обычно крупнозернистая розового цвета порода с незначительным количеством темноцветных минералов. Ее составные части: кварц, микроклин и микроклин-пертит, плагиоклаз, биотит; акцессорные минералы: магнетит, апатит, редко циркон. Плагиоклаз по данным Сверчкова относится к альбиту (№ 3—9). 2V от $+78°$ до $+84°$. На границе микроклина и плагиоклаза наблюдается мирмекит.

В связи с рассмотренным гранитом появляется еще одна разность также микроклин-плагиоклазовая, обладающая гнейсовидной текстурой, обусловленной распределением темноцветной составной части. Так как кроме того обычно наблюдается послойная пронизанность этой разности более массивной вышеописанной разностью гранита, то порода принимает тип мигматита. В состав этой разности входят кварц, плагиоклаз, альбит-олигоклаз (№ 7—16), микроклин и микроклин-пертит. Мирмекит здесь встречается в больших количествах, чем в массивных разностях. Темные компоненты — биотит и изредка роговая обманка; кроме того присутствуют апатит, титанит, магнетит, редко циркон и ортит. Кварц с волнистым погасанием.

Рассматривая случаи появления гнейсовидных микроклин-плагиоклазовых разностей в связи с развитием других пород, можно видеть, что они приурочены обычно к участкам между массивным микроклиновым гранитом и древними гранитами. Это позволяет указанные разности считать, как это нами делается и для других районов Карелии, продуктами изменения под влиянием постботнического гранита более древних свионийских огнейсованных гранитов.

Более поздний протерозойский комплекс представлен в Карелии достаточно многочисленными и весьма разнообразными осадочными и изверженными породами, среди которых особенно существенную роль играют диабазы. Излияния и внедрения их в окружающие породы происходили в несколько последовательно идущих друг за другом периодов, к одному из которых относятся и пудожгорские диабазы. Определяя точнее момент образования этих диабазовых интрузий согласно общеизвестному возрастному подразделению финских геологов, их следует отнести ко времени среднего ятулия. Хотя определение времени внедрения интрузий, вообще говоря, и представляется весьма затруднительным, однако существование и в других местах Карелии интрузий аналогичных диабазов, обнаруживающих явную генетическую связь с диабазовыми эффузивами ятулийского времени, дает основание относить именно к этому же времени и пудожгорскую интрузию и рассматривать ее как образование, одновременное интрузивным диабазам р. Пяльмы, Габсельги, Янгозера, Койкары, ятулийский возраст которых устанавливается достаточно определенно.

Таким образом Пудожгорское месторожде-

ние можно рассматривать как достаточно мощную интрузию диабаза, внедрившуюся в период средины ятулия в более древние гранитные породы постботнического времени.

О форме магматического тела, вмещающего руду, представленную вкраплениями титано-магнетита в диабаз, судить на основании естественных обнажений довольно затруднительно, так как прикрывавшая рудоносный диабаз порода смыта и уничтожена позднейшими геологическими процессами и в настоящий момент совершенно отсутствует. Диабаз представляет изолированные и возвышающиеся над окружающей местностью массивы, оголенные как сверху, так и с боков, и только в более пониженных местах по периферической части массивов, главным образом в основании их западных склонов, прикрытые гранитными породами. Изучая условия залегания диабазов, можно легко убедиться, что их окружают граниты. Колонковым бурением в ряде скважин под диабазом также было установлено присутствие гранита. В западной части буровыми скважинами установлено присутствие диабаза под гранитами. Таким образом, учитывая и используя результаты буровых работ, можно с полной уверенностью утверждать, что восточный лежачий бок диабазов подстилается гранитами, ими же диабазы прикрыты на западе.

Выходы диабазов, включающих месторождение, вытянуты в виде удлиненной полосы, достигающей по простиранию до 6 *км* при ширине от 0,75 до 1,50 *км*. Общая же площадь выходящей на поверхность части диабазового тела принимается округло в 6 *км*². Оно падает на SW под углом 6—24°. Буровыми скважинами диабаз пересечен до глубины 100 *м*, но несомненно распространяется и далее вглубь. Имеющийся в настоящее время геологический материал и данные буровых работ позволяют составить достаточно определенное представление относительно условий залегания диабазового тела. Как уже указывалось выше, диабазовые массивы окружены повидимому со всех сторон древним гранитом, во всяком случае как с западной, так и с восточной стороны они ограничены примыкающими к диабазу двумя полосами гранита. Кроме того выход гранита среди диабаза установлен также на вершине Див-горы. На той же Див-горе по линии, проходящей несколько западнее, гранит установлен буровыми скважинами над диабазом, и следовательно диабаз уходит под гранит.

Характер залегания гранитов на западной и восточной окраинах аналогичен: как по западной, так и по восточной стороне Пат-горы граниты падают на запад.

Поскольку на западной окраине месторождения залегание гранита носит такой же характер, а падение его выдерживается в том же направлении (что установлено буровыми скважинами, обнаружившими под гранитом тот же диабаз), то диабазовое тело следует представлять себе в виде неправильной формы расчлененной интрузии, внедренной в массу гранита и вероятно уходящей на значительную глубину. Является ли установленный в центральной части Див-горы гранит огромных размеров отторженцем, отделенным от остальной массы гранита и целиком заключенным в диабазе, или он связан с более глубокими частями гранита и представляет с ними одно неразрывное целое, — это может установить только глубокое бурение. Западная полоса гранита является висячим боком месторождения, а восточная представляет его лежачий бок. Так как отдельные части диабазового массива на Див-горе, разделенные внедряющейся здесь полосой гранита, по мере движения к озеру постепенно соединяются в одну общую диабазовую массу, то надо думать, что интрузия имеет сложную разветвленную форму. Отдельные части ее то соединяются, то расходятся между собой.

Таковы условия залегания и форма развития вмещающего руду диабазового тела. Эта форма не производит впечатления хорошо ограниченной плитообразной массы, как это часто бывает у интрузий среди осадочных пород. Наоборот, диабаз Пудожгорского месторождения, прорывая и внедряясь в достаточно однородную и массивную гранитную породу, получал единственно ориентирующее направление по тем не вполне правильным поверхностям расколов, которые существовали в гранитной массе. Характер этих трещинообразных пустот и обусловил позднейшую форму диабазовой интрузии, резко отметив северо-западное удлинение, столь характерное для тектоники района.

Что касается распределения самой руды в общей массе диабазового тела, то, как можно судить на основании данных магнитометрической съемки, исследования керна буровых скважин, а также микроскопического изучения образцов диабаза из разных мест массива, титано-магнетит распределен в породе, вообще говоря, неравномерно и сосредоточивается в отдельных участках в виде различной величины шлиров. Проведенное до настоящего времени бурение имело своей целью выяснение общего характера и степени рудоносности месторождения и не ставило перед собой задачи изучения особенностей отдельных шлиров, поэтому пока мы еще не располагаем необходимыми данными

для суждения о точной форме самих шлиров и о постоянстве распределения в них рудного минерала. Те буровые скважины, которые иллюстрируются в настоящий момент химическими анализами, дают однако некоторый материал и в этом направлении. Основываясь на нем, можно сказать, что рудоносность в большинстве участков приуро-

в обычный диабаз. Изменение степени рудоносности идет в одном направлении для всех рудных компонентов, т. е. с возрастанием содержания железа возрастает и количество титана и ванадия. Наблюдения, сделанные над характером распределения руды в скважинах, могут быть повидимому распространены и на все месторождение.

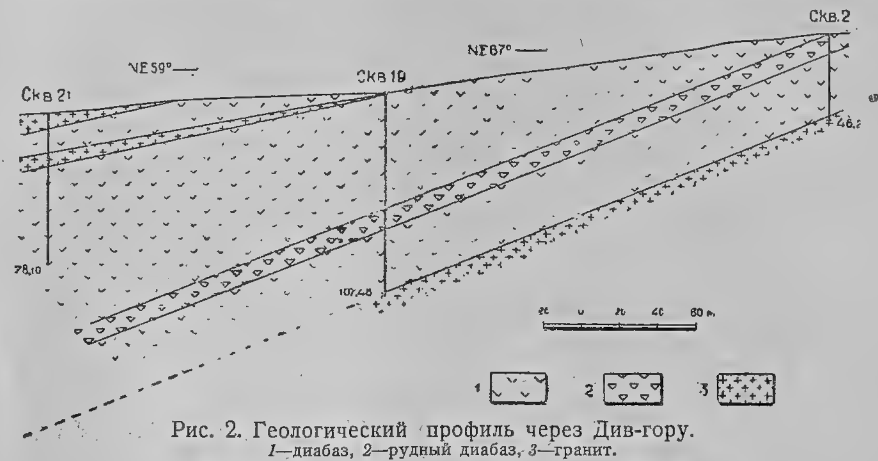


Рис. 2. Геологический профиль через Див-гору.
1—диабаз, *2*—рудный диабаз, *3*—гранит.
Fig. 2. Geological profile-section of Mount Div-Gora.
1—diabase, *2*—ore-bearing diabase, *3*—granite.

чена к определенной зоне. Но повидимому по всему месторождению наблюдается обеднение рудой по мере приближения к контакту диабаза с гранитом, и можно сказать, что контактовая зона — нерудная. Мощность рудной зоны в шлировых массах в среднем может быть принята в 10 *м* (только скв. № 4 дала мощность в 3 *м*), вообще же она варьирует от 8 до 14 *м*. В скв. № 7 рудная зона около 15 *м*.

В общем можно признать, что руда распределена в массе диабаза неравномерно, в форме различного размера шлиров, приуроченных однако к определенной зоне, что позволяет рассматривать их для каждого массива как одно общее рудное поле, вытянутое пластообразно почти параллельно контакту, на высоте 25 *м* над последним. За это говорят как данные бурения, так и непосред-

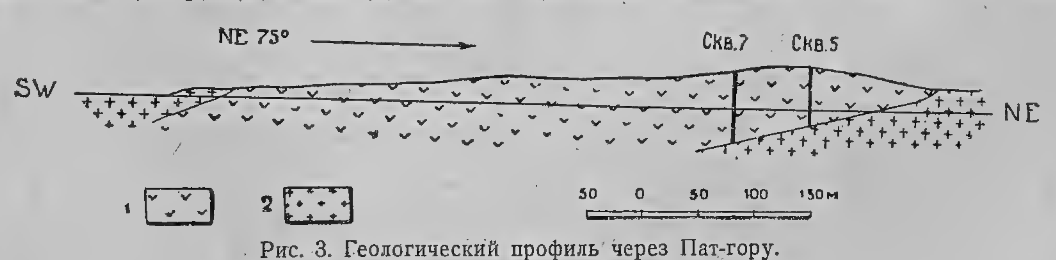


Рис. 3. Геологический профиль через Пат-гору.
1—диабаз, *2*—гранит.
Fig. 3. Geological profile-section of Mount Pat-Gora.
1—diabase, *2*—granite.

В скв. № 1 она приурочена к верхнему участку от поверхности до 12—13 *м*, причем зона максимального обогащения рудой отвечает глубине от 7 до $9^1/_2$ *м*. В других, особенно более западных, скважинах руда обнаружена на бо́льшей абсолютной глубине, что стоит в прямой связи с падением залежи на запад. Везде от главной, наиболее богатой зоны наблюдается как вверх, так и вниз постепенное обеднение рудой, до перехода ее

ственное наблюдение в поле. Но рудные поля отдельных массивов Див-горы, Пат-горы и Мурьева кряжа между собой разобщены во всяком случае на глубину разведанной зоны. В самих шлирах руда распределяется, как уже указано, концентрируясь в центральной части шлира и постепенно беднея к верхней и нижней его части. Судить о колебаниях руды в шлире в горизонтальном его сечении можно лишь на основании

только двух скважин № 1 и № 2, которые несомненно пересекли один и тот же шлир и позволяют заключить, что по крайней мере на исследованном участке протяжением в 40—50 *м* рудоносность шлира выдерживается. Контактовая зона диабаза с гранитом мощностью метров около 25 образована диабазом с малым содержанием титано-магнетита и практически может считаться нерудной.

Пудожгорское месторождение является типичным магматическим месторождением, образованным путем магматической сегрегации. Рудная часть его генетически теснейшим образом связана с породой, в которой она размещена, и представляет с ней одно неразрывное целое. Рудный минерал то равномерно в умеренных количествах рассеян по породе, играя в ней подчиненную и второстепенную роль, то, наоборот, сгущается в сегрегации идиоморфно развитых кристаллов и по количеству своему приобретает значение одной из главных составных частей породы, превращая ее в объект промышленного интереса. Переходы между отдельными вариациями породы совершаются то постепенно, то более или менее быстро, но всегда последовательно, без резкого разграничения участков рудных и безрудных. В общем внутреннего принципиального различия между безрудным диабазом и рудными шлирами провести нельзя, и оно выражается лишь в количественном соотношении в них рудного минерала. Все это заставляет рассматривать с петрографической точки зрения и руду и диабаз как разности одной и той же породы.

По минералогическому составу в диабазе Пудож-горы можно выделить несколько разностей.

Нормальный диабаз, не проявляющий чрезмерного обогащения рудной составной частью, представляет лабрадоро-пироксеновую разность с умеренным количеством титано-магнетита.

Пироксен в большей своей части превращен в роговую обманку. Структура породы — офитовая. Признаков перехода к разности типа спилитов здесь совершенно не наблюдается; нет также ни миндалин ни участков с признаками расстеклования. Разность эта очевидно кристаллизовалась на достаточной глубине при таких условиях, где не выделялось никаких газов. Из второстепенных минералов следует отметить апатит, титанит, эпидот, биотит.

Титано-магнетит развит в виде прекрасных идиоморфных кристаллов, но в большинстве случаев с сильно выраженными явлениями коррозии, свидетельствующими о частичном его растворении.

Количество полевошпатовой и пироксено-роговообманковой составных частей значительно варьирует между собой с господством то одной, то другой из них. Руда появляется и в той и в другой части. Полевой шпат всегда сильно основной, но колеблется в своем составе от лабрадора (№ 51) до битовнита (№ 66—70). Есть однако участки, где появляется альбит. Пироксен ряда диаллага ($2V = +58°$; $Ng:C = 42°$); он сохранился в породе в виде небольших участков среди роговой обманки, в которую он изменяется. Роговая обманка зеленая, типа обыкновенной, но с несколько повышенным двупреломлением ($Ng — Np = 0{,}026 — 0{,}030$; $2V$ от — 61° до — 65°). $Ng:C = 19 — 24°$.

В некоторых случаях роговая обманка имеет актинолитовый характер с плеохроизмом в желтовато-зеленых тонах. $Ng:C = 13 — 15°$. Редко обнаруживается кроме того присутствие ромбического пироксена-гиперстена с плеохроизмом по Ng — светлорозовым и по Np — светлозеленым, $2V = -74°$, погасание прямое.

По мере приближения диабаза к контакту с гранитом, как это показывает исследование керна, диабаз переходит в плотную мелкозернистую разность. Полевой шпат в ней представлен альбитом, роговая обманка развита в виде массы мелких тонких иголочек. Кроме того — хлорит, эпидот, руда, апатит. Эта разность переходит в зеленый сланец.

Гранит в контакте никаких изменений не обнаруживает.

Руда в большинстве случаев представляет более или менее значительной густоты скопления кристаллов титано-магнетита, явно идиоморфных. Однако хорошо развитые на кристаллах грани обычно закругляются и изменяют свой контур вследствие везде почти без исключения сильно выраженной коррозии. Иногда встречаются участки, где скопления руды напоминают скелетные формы кристаллизации. Во всяком случае руда везде в указанных разностях представлена в виде хорошо выраженных самостоятельно развитых кристаллических зерен, иногда довольно крупных, что должно рассматриваться как факт благоприятный для обогащения руды. В разностях более мелкозернистых руда рассеяна в виде мелких зерен, не обнаруживающих правильно развитых граней, а имеющих неправильную форму.

Следует выделить еще одну разность, появляющуюся участками среди нормальных и рудоносных разностей диабаза, — это пегматитовая разность с кварцем; она однако играет вполне подчиненную роль. Ее следует рассматривать как последний продукт кри-

*

сталлизации остаточных растворов, заполнивших местами сохранившиеся еще в породе свободные участки.

К позднейшей фазе изменения породы следует относить и появление в ней альбита, который возникает частью в результате воздействия остаточных обогащенных натром растворов на ранее выделившиеся более основные полевые шпаты, а частью как продукт непосредственной кристаллизации из тех же растворов.

Наконец следует отметить присутствие еще одной породы, встреченной в виде небольшого выхода среди гранитов в восточной части месторождения. Здесь К. Н. Бондаревым был обнаружен плагиоклазит, относящийся по своему составу к альбититу. Это светлая крупнозернистая порода. Она состоит почти нацело из плагиоклаза, широкотабличатого строения с хорошо выраженными двойниками, принадлежащего к альбиту № 8. Порода содержит в большом количестве вторичный минерал эпидото-цоизитовой группы, кроме того немного апатита, магнетита и иногда хлорита. Структура гипидиоморфно-зернистая. Значительное количество эпидота заставляет предполагать вторичный характер альбитита, рассматривая его как результат изменения породы с более основным первичным полевым шпатом, вероятно принадлежавшей к ряду лабрадорита, являющегося производным той же основной магмы, которая обусловила появление и самого диабаза.

С химической стороны, на основании имеющихся в настоящее время анализов, месторождение может быть охарактеризовано достаточно подробно. Из этих данных прежде всего видно, что содержание руды в породе сильно колеблется, переходя постепенно от максимальной концентрации до почти совершенного отсутствия. Переход этот, как указывалось выше, достаточно постепенен. Отсюда ясно, что установить какую-либо резкую естественную границу для рудной зоны не является возможным, и для выделения таковой приходится просто задаться какимнибудь условным содержанием полезного ископаемого в породе, ниже которого считать породу практически неинтересной. При производившемся ЛГГГТ подсчете запасов были установлены две разности — одна с средним содержанием валового железа в 28% и вторая — в 21%; порода с меньшим содержанием признавалась уже нерудной.

Первая разность, как правило, составляет центральную часть шлиров, переходя вверх и вниз во вторую. Колебание валового содержания железа определяется максимальной цифрой для первой разности в 32% (в одном случае около 35,6%[1]), не снижаясь менее 27%, и минимальное для второй разности в 20%.

Так как вторая разность приурочена к периферической части рудной зоны, средняя часть которой занята первой разностью, то из сравнения состава руды обеих разностей можно заключить, что по мере удаления от центральной обогащенной титано-магнетитом части руда беднеет содержанием железа, титана и ванадия; в то же время в ней возрастает содержание фосфора, серы и кремнезема. Все это подтверждает вышеприведенный взгляд о постепенном переходе рудной зоны в безрудную. Появление в породе фосфора обязано присутствию в ней апатита.

Сера обусловлена присутствием в породе небольших количеств сульфидов в форме пирита и халькопирита. Содержание сульфидов в породе неравномерное; так, в пробах из скв. № 15 оно довольно велико — для первой разности 0,29% и для второй 0,30%, тогда как в скв. № 20 для первой разности 0,02% и для второй 0,03%. Для ряда скважин наблюдается общая тенденция уменьшения серы с глубиной. Это говорит за то, что сульфиды стремились концентрироваться в верхних частях интрузии, причем скоплялись очевидно участками в форме шлиров.

Сравнение среднего содержания элементов по скважинам № 1 и № 2, прошедшим один и тот же шлир, дает возможность сделать заключение о колебании состава руды в одном и том же шлире по его простиранию. Как оказывается, руда выдерживает свой состав в этом направлении с достаточно большим постоянством, и только марганец дает значительные отклонения.

Руды Пудожгорского месторождения вполне поддаются обогащению в обеих вышеописанных разностях.

Что касается запасов руды в Пудожгорском месторождении, то при обращении к материалам прежних лет приходится столкнуться с довольно противоречивыми данными в связи с различными взглядами на характер месторождения. Проведенная в настоящее время разведка позволяет дать более определенную картину запасов руды, по крайней мере для разведанного участка. Общий запас руды на Див-горе, Пат-горе и Мурьевом кряже определяется для первой разности по всем категориям вместе (A_2 + + B + C) в 41 млн. *т* и по второй разно-

[1] Для одного из образцов (№ 237) геологом Н. И. Подкорытовым указывается содержание валового железа даже в 41,41% — цифра необычная для руд Пудожгорского месторождения.

сти — в 13 млн. *т*. Удельный вес руды принят, согласно произведенным определениям, для первой разности 3,60 и для второй 3,36.

Установив условия залегания рудного тела, характер и распределение в нем руды, возможно высказать некоторые соображения относительно процесса образования рудной залежи и генезиса руды. Как выше изложенные особенности распределения в породе рудного минерала, так и его теснейшая связь с остальными компонентами породы говорят вполне определенно о магматическом происхождении руды, связанной генетически с образованием самого диабаза. Наиболее вероятный процесс формирования залежи можно мыслить как достаточно мощную диабазовую интрузию, заполнившую неправильной пластообразной формы полость среди гранита. Эта интрузивная масса в зоне соприкосновения с гранитом застывала значительно быстрее, чем в остальной части, о чем свидетельствует образование в контакте мелкозернистой разности диабаза. Этим же быстрым застыванием было обусловлено затвердение породы в этой зоне без проявления признаков диференциации, что исключало возможность накопления здесь руды.

Кристаллизация в остальной части породы, не соприкасающейся непосредственно с окружающими гранитами, шла значительно медленнее, что дало возможность выделившимся в первую очередь кристаллам титано-магнетита образовать более или менее значительные сегрегации рудного минерала, стремящиеся в силу своей тяжести спуститься и скопиться в нижней части залежи. Погружению рудных выделений до самой границы контакта диабаза с гранитом препятствовали как уже затвердевшая контактовая зона, так и ближайшая к ней часть породы, также очевидно уже в известной мере охладившаяся и сгустившаяся. Обогащение надконтактовой зоны опускающимися и скопляющимися в ней кристаллами рудного минерала дало при затвердении этой зоны породу с весьма обильным содержанием титано-магнетита, позволяющим рассматривать ее как руду. Выделение руды в определенной части месторождения вызвало обеднение остающейся расплавленной породы рудным минералом. Наконец самая последняя, остаточная часть, оказавшаяся более бедной рудным минералом, приобрела более кислый состав. Скопляясь в виде выжимков в различных местах уже затвердевшей более основной породы, она дала те своеобразные кварцево-пегматитовые участки, которые наблюдаются местами среди пироксено-лабрадоровой разности диабаза. В момент формирования рудных скоплений в общей массе диабаза очевидно происходило известное движение и перемещение породы, чем и обусловлена не концентрация руды в одной сплошной зоне, как этого можно было бы ожидать, а распределение ее в виде отдельных различной мощности шлиров, хотя и приуроченных к определенному горизонту. Эти же движения, нарушая создающееся в породе физико-химическое равновесие между отдельными ее компонентами, влекли за собой частичное растворение уже выделившегося титано-магнетита, проявившееся в достаточно ясно выраженной коррозии его кристаллов. Таков генезис и процесс образования месторождения.

Основываясь на сказанном, можно думать, что главная масса шлировых выделений должна быть приурочена к лежачему боку залежи, и в соответствии с этим шлиры в более западной части месторождения должны встречаться на большей глубине. Полученные до настоящего времени данные бурения и магнитометрической съемки вполне подтверждают эту мысль.

Нет никаких оснований сомневаться в том, что месторождение продолжается и ниже разведанной глубины.

Таков характер Пудожгорского месторождения ванадийсодержащего титано-магнетита. Оно требовало и более детального рассмотрения, как одно из наиболее интересных с точки зрения его практических возможностей, и степени изученности, позволяющей достаточно определенно установить его генетические особенности.

Месторождение Пудожской горы не является однако единственным в крае. Аналогичные сегрегационно-магматического типа месторождения магнетита имеются и в других местах Карелии. Диабазы типа Пудожской горы распространены достаточно широко по всей области. Генетически с ними связана вся спилитовая формация Сегозера и Выгозера.

Однако эти породы носят эффузивный характер и серьезной концентрации магнетита не обнаруживают. Ограниченных размеров скопления этого минерала появляются в приконтактовой зоне диабазовых пород, как это можно наблюдать в некоторых местах южного берега Сегозера, например к западу от д. Евгоры или по левому берегу Кюльмясручья в юго-западной части Сегозера. В этих случаях магнетит часто сопровождается сульфидами.

К этому же типу следует отнести и месторождение Пяльмы, расположенное к северу от Пудож-горы, где оруденение приурочено

к контакту диабаза с доломитом. В контактовой зоне, как это отмечалось еще Иностранцевым, появляются актинолит, серный колчедан и магнетит, а также железный блеск, пестрая медная руда и медный колчедан.

Диабазовые породы Пяльмы прорывают здесь доломит, а не гранит, и принадлежат к типу неглубоких интрузий, проникших в более высокие горизонты, чем в Пудож-горе. В связи с этим месторождение проявляет черты пневматолитового процесса, и здесь появляются железный блеск, турмалин и в обилии различные сульфиды. Весьма вероятно, что в районе Пяльмы в более глубоких горизонтах могут быть встречены сегрегации магнетита, аналогичные Пудож-горе.

Хотя указанные месторождения геологически и связаны с месторождением Пудожской горы, однако, представляя другую зону образования пород, контактируя с другого характера породами, они отличаются от него рядом специфических признаков и главным образом появлением сульфидов.

Гораздо большее сходство с месторождением Пудож-горы представляет Койкарское месторождение титано-магнетита. Оно связано также с интрузиями диабазов, весьма близких по своему характеру к диабазам Пудож-горы. Интрузии койкарского диабаза по своему стратиграфическому положению принадлежат к горизонтам, средним между Пяльмой и Пудож-горой, но ближе к последней. Месторождение Койкары также сегрегационно-магматическое и представляет скопления титано-магнетита различной степени концентрации. Кроме того в северном конце месторождения наблюдаются жилы магнетита с весьма значительным его выделением.

В жилах магнетит сопровождается сульфидами. Присутствие последних, равно как и установленное в самом диабазе появление иногда турмалина указывают на роль эманаций в образовании месторождения.

Геологическая обстановка Койкарского месторождения существенно отличается от того, что мы видели в Пудож-горе. Несущий оруденение диабаз принадлежит к группе тех же диабазов ятулийского времени. Однако здесь эти диабазы внедрены не в граниты, а в кварцито-сланцевую свиту. Интрузии не отличаются мощностью, но повторяются многократно. В периферической части развиты граниты более древнего возраста. В средней же части района проходит свита светлых кварцитов и сопровождающих их кварцевых конгломератов, простирающихся в меридиональном направлении. Кроме светлых кварцитов присутствуют еще буро-кирпичные кварциты с грядками ряби на своей поверхности. Вся эта свита прорывается диабазами. Кроме того среди этой свиты в том же меридиональном направлении проходят полосы сильно осланцованных альбитофиров.

Диабаз принадлежит к альбито-роговообманковым разностям (интрузивные спилиты). Кроме альбита и роговой обманки он содержит эпидот, хлорит, титанит, титано-магнетит и ильменит в виде тонкой решетки в магнетите; эта структура является очевидно результатом распада твердого раствора. Содержание магнетита в некоторых зонах возрастает в такой степени, что порода переходит в руду. Встречаются участки диабаза, содержащие заметное количество сульфидов. Появляются также участки, обогащенные турмалином. Характер как самих диабазов, так и вмещающих их пород явно говорит о том, что в Койкаре обнажена гораздо более высокая зона, чем в Пудож-горе. В связи с этим Койкарское месторождение, генетически родственное Пудожгорскому, имеет свои отличительные черты. Вскрытые в настоящее время горизонты обнаруживают руду более бедную, чем в Пудож-горе, и в большей мере обогащенную сульфидами.

Таким образом месторождение имеет более определенно выраженный пневматолитовый характер. В общем же месторождение Койкары принадлежит к группе титано-магнетитовых и также содержит ванадий. Однако процентное содержание этих компонентов снижено.

Месторождение имеет меридиональное простирание и магнитометрической съемкой прослежено до самой д. Юрк-остров. Вся эта площадь распадается на четыре поля аномалий, из которых наиболее крупными являются Койкарская и Сухозерская. Аномалии здесь носят характер более выдержанный, чем в Пудож-горе. К северу аномалии прерываются, но в районе Янгозера опять появляется месторождение магнитного железняка.

Это давно уже известное месторождение расположено на Гул-наволоке невдалеке от Янгозерского погоста; оно представляет жилу в интрузивном диабазе, образованную эпидотом, магнетитом и серным колчеданом и имеющую известное сходство с жилами Койкарского месторождения.

Отличие руд Пудожгорского района и основной массы руд Койкары от янгозерских жильных руд и руд из жилообразных сульфидсодержащих образований северной части Койкарского месторождения заключается именно в появлении в последних сульфидов.

В Пудожгорском месторождении яснее выражен ортомагматический тип в чистом его виде, тогда как Койкарское месторождение очевидно смешанного типа, и в нем на основной магматический тип наложены черты воздействия последовавших затем эманаций, давших сульфиды.

Еще более определенно выраженный пневматолитовый тип представляет месторождение р. Пяльмы.

Таким образом намечается целый ряд пунктов, где установлено присутствие магнитной железной руды. Везде при этом она встречена в условиях более или менее аналогичных друг другу и повсюду связана с диабазом одного и того же типа.

Это подтверждается указаниями на находки таких же руд в отдельных пунктах, лежащих вне рассмотренных полос распространения интрузивных диабазов, как например на Сегозере, около д. Кяргозера и в других местах, а также существованием в крае многочисленных магнитных аномалий. Все это вместе взятое свидетельствует совершенно определенно, что месторождения магнитных железняков в Карелии представляют явление не случайное, а вполне закономерное, поскольку они связаны с широко распространенными в области диабазами. И нет никакого сомнения, что при достаточном внимании к вопросам исследования и изучения карельских титано-магнетитов как число их месторождений, так и площадь их распространения будут значительно увеличены.

Подобно тому как разведка Койкарского месторождения выявила распространение здесь руд уже на несколько километров, точно так и другие месторождения при детальном их изучении должны превратиться в рудные полосы более или менее значительного протяжения. И если в отношении содержания металла титано-магнетитовые руды Карелии не могут быть отнесены к высокопроцентным, то количество этих руд, насколько позволяют судить геологические данные, должно достигать больших размеров. Надо заметить, что в этом отношении титано-магнетитовые руды Карелии не отличаются от многих подобных же месторождений других районов и стран, так как вообще сегрегационные месторождения имеют обычно невысокое содержание руды на тонну и промышленное значение приобретают всегда лишь при крупных размерах. Как пример можно указать хотя бы известное шведское, также шлировое месторождение титано-магнетита Таберг, которое работалось при содержании Fe 31% и TiO_2 6%, т. е. определяется цифрами того же порядка, как и в Пудожгорском месторождении. Все это говорит за то, что ванадийсодержащие титано-магнетитовые руды Карелии представляют достаточный интерес и вполне заслуживают исследования.

Одной из ближайших задач в этом направлении является окончание исследований Пудожгорского месторождения, где необходимо выяснить продолжение его на глубину, степень его устойчивости или изменения с глубиной и характер изменения руды в пределах площади одного и того же шлира.

Для окончательного же подтверждения пластообразного характера шлирового поля, а главное непрерывности его по всему месторождению, следует дать профиль с частой сетью буровых скважин.

В Койкарском месторождении необходимо проведение обычной разведки, в задачу которой входит оконтуривание месторождения и подсчет его запасов, а также специальное исследование вопроса об изменении характера месторождения с глубиной. Поскольку в Койкаре приходится иметь дело с верхними частями месторождения, и поскольку оно по своему характеру аналогично Пудожгорскому, есть полное основание надеяться, что с глубиной содержание металла в месторождении повысится, а сульфиды соответственно, по мере перехода к более глубоким горизонтам, должны убывать в своем количестве, и месторождение перейдет в тип Пудожгорского.

В целях освоения остальных рудных районов Карелии следует подвергнуть более детальному освещению уже известные месторождения, а также усилить изучение имеющихся в области магнитных аномалий.

The titaniferous magnetite deposits of Karelia

By *Prof. V. Timofeev*

Summary

Among the iron ores of Karelia the vanadium-bearing titaniferous magnetites gain maximum importance in recent time.

The most thoroughly studied of them are presently the ores of the Pudojgorski (Mount Pudoj) deposit, situated on the eastern shore of the Onega Lake. Like the rest of these deposits, it is confined to intrusions of diabase

rocks which are very widely distributed in Karelia.

The diabases of Mount Pudoj present a sill-like intrusion by which the granites are injected here. The granites are represented by a rather complex series of rocks among which there prevail different varieties of microcline-plagioclase granite, known as the Onega granite, referred by the writer to the Post-Botnian on the base of its affinity to the granites of Finland (Hangö). Subordinated to it are varieties of more ancient gneissose oligoclase granite, rather strongly migmatized by the Post-Botnian granite.

That complex of older rocks is traversed in the region of Mount Pudoj by a diabase sill to which the deposit of vanadium-bearing titaniferous magnetite is confined. The intrusion has a low dip to the south-west, at an angle of about 20°. The diabase enclosing the ore is represented by several varieties. The normal variety is the labradorite-pyroxene variety with a moderate content of titaniferous magnetite. The pyroxene is in its greatest part converted into hornblende. Besides this, present in the rock are apatite, titanite, biotite, epidote. Texture ophitic. The titaniferous magnetite is developed in the form of beautiful idiomorphic crystals, but usually with a sharply pronounced corrosion. The plagioclase is basic, from № 51 to № 70, but besides this albite is present in certain parts of the rock. The pyroxene is represented by diallague. The hornblende replacing the pyroxene is of the common type. Now and then, rhombic pyroxene — hypersthene is present.

In its contact with the granite the diabase passes into a compact aphanitic albite-hornblende variety similar to the spilites which are developed in the region. Lastly, certain portions of the rock are represented by a pegmatitic variety, with quartz. This is the last product of crystallization and fills the last unoccupied voids in the enclosing rock.

The ore forms schlieren of varying thickness, confined to a definite zone, spreading bed-like, as the diabase intrusion itself and, thus, forming one continuous field with it.

The ore-zone extends roughly parallel to the lower contact of the diabase with the granite, at about 25 m above it, and has a south-western dip.

Both up and downwards the ore-zone becomes gradually less richly mineralized.

The thickness of the ore-zone varies from 8 to 14 m, being 10 m on the average. The general reserves of the prospected ore is established at 54 mill. t. The most close connection and gradual transition between the ore-bearing and the barren diabase are wholly convincing proofs of that the Mount Pudoj deposit is the result of differentiation of diabase magma as of a crystallization process during which the ore, whose specific gravity was greater, settled down and accumulated in a zone adjacent to the contact zone. The contact zone proper, due to its most rapid consolidation has not had the time to undergo the differentiation process and is therefore barren.

The above described vanadium-bearing titaniferous magnetite deposit of Mount Pudoj has a number of analogues on the territory of Karelia.

As an analogue of the above described one there should be noted the vanadium titaniferous magnetite deposit of Koikara, likewise belonging to the magmatic segregation type. The latter deposit contains, however, a much larger quantity of sulphides; and in the diabase to which the deposit is confined, there occur such minerals as epidote and tourmaline. All this is an evidence of the important part which pneumatolytic processes have played in that deposit.

The frequent occurrence of magnetic anomalies in Karelia, besides the generally very wide distribution of diabases to which the vanadium-bearing titaniferous magnetite deposits are confined doubtlessly prove that such deposits also have a sufficiently wide distribution there.

Поисковые работы по методу рудных валунов

Ю. С. Неуструев

1. За последние годы, в связи с открытием в Финляндии крупного колчеданного месторождения Outo-Kumpu, получила большое развитие методика п о и с к о в р у д н ы х м е с т о р о ж д е н и й п о р у д н ы м в а л у н а м в м о р е н н ы х н а н о с а х. Широко поставленные в Швеции и Финляндии по этому методу работы привели к открытию ряда колчеданных месторождений в восточной Финляндии и к выявлению района колчеданных месторождений Skellefteå в Швеции.

Основной задачей настоящей статьи является освещение методики валунных поисковых работ, поставленных ЛГРТ в 1932 и

1933 гг. Рассмотрение этого вопроса произведем в связи с опытом финских и шведских работ. Но, прежде чем перейти к такому рассмотрению, остановимся сначала на основах метода.

Постановка задачи такова. По валуну, который мы будем называть валуном-указателем, требуется найти ту точку коренной породы, откуда снесен этот валун. Для решения этого вопроса необходимо прежде всего знать направление движения ледника. Последнее же определяется рядом факторов, как то: рельеф, близость к конечным моренам и т. д.

Простейшим случаем будет тот, когда направление движения ледника не претерпевало значительных изменений. В этом случае задача сводится к оконтуриванию веера рудных валунов.[1] Во всех остальных необходимо более подробное изучение четвертичной геологии. Само собой разумеется, что подобное оконтуривание площади распространения рудных валунов должно производиться только в отложениях донной морены.

Литература по переносу валунов при последнем оледенении весьма велика, и даже существует специальный журнал «Zeitschrift für Geschiebekunde», посвященный этим вопросам. По Финляндии и Северо-Западному району СССР до настоящего времени основной остается работа H. Hausen'a (*19*).

II. Финские работы (*25, 27*) касались в равной мере новых месторождений (Outo-Kumpu, Karhun-saari, Jallon-vaara и др.) и изучения общих закономерностей распределения валунов. Работы по открытию новых месторождений ознаменовались блестящим открытием месторождения Outo-Kumpu, месторождения несомненно мирового значения (добыча за последние годы 200—250 тыс. *т* руды в год). Пример открытия месторождения Outo-Kumpu с ясностью показал необходимость самого тщательного изучения истории изменений направления движения материкового льда во время последнего оледенения. После находки первого рудного валуна кварцита с вкрапленностью сульфидов при прорытии канала у местечка Kivisalmi (район Ioensuu, восточная Финляндия) в 1908 г. обратились к поискам в направлении, указываемом ледниковыми шрамами в ближайших окрестностях места находки. Но поиски в этом направлении оказались безрезультатными. Не оправдалось и второе предположение, положенное как рабочая гипотеза для поисков — то, что месторождение связано с кварцитами, залегающими невдалеке от Kivisalmi. После того было обращено внимание на петрографический состав валунов морены в районе находки первого рудного валуна.

Оказалось, что в громадном большинстве они представлены распространенными в месте находки слюдистыми сланцами. Было отмечено также очень небольшое количество валунов оливиновой породы. Коренные выходы последней, на основании прежних исследований, были известны в 50 *км* на NW от Кивисальми. Здесь были найдены и рудные валуны, все к северу от большого оза Jaman-Kangas (краевой оз, *27*). Эти валуны, подобные первому, найденному у Кивисальми вместе с валунами оливиновой породы, оказались распространенными на ограниченной площади. После оконтуривания веера рудных валунов было приступлено к алмазному бурению. Третья из заданных скважин пересекла пласт руды мощностью в 9 *м*, содержащий около 6% меди. Таким образом находку месторождения Outo-Kumpu решило изучение так называемых сопутствующих валунов. Этот случай ясно указывает на необходимость тщательнейшего картирования конечных морен.

Находки рудных валунов-указателей, кроме Outo-Kumpu, дали возможность найти также следующие пиритовые месторождения: 1) Jallon-vaara, 2) Karhun-saari, 3) Otra-vaara.

Кроме того было поставлено специальное изучение в ряде мест распределения валунов тех или иных пород. Было изучено также распределение рудных валунов около давно известных месторождений Ори-ярви и Питкаранты. Особо интересные результаты были получены во втором случае. Оказалось, что в ряде разрезов донная морена состоит как бы из двух слоев: в нижнем горизонте преобладают валуны слюдистых сланцев, в верхнем — валуны гранито-гнейсов. Рудные валуны в нескольких точках оказались приуроченными к границе между различными слоями морены. М. Саурамо объясняет это тем, что Питкаранта находится около юго-западного края большой Североевропейской области, где гляциоэрозия преобладала над аккумуляцией. Именно с тем обстоятельством, что в этом районе проходит граница между областью отложения и областью сноса, М. Саурамо и связывает появление двух различных горизонтов морены.[1]

М. Саурамо отметил, что во флювиогляциальных отложениях, в озах и камах преобла-

---

[1] При движении ледника сносимые массы горной породы разносятся в виде веера валунов (*25*).

[1] Сравните с описанием площади Надвоицы — Парандово, см. ниже.

дают валуны дальнего приноса. Это подтвердилось и нашими работами в Карелии.

Ценным является указание М. Саурамо и на нахождение валунов железной шляпы в ряде месторождений, например Otra-vaara. Невдалеке от месторождения такие валуны найдены и нами у 707-го километра Кировской жел. дороги.

III. Шведский опыт поисков по методу рудных валунов суммирован в работе K. Sundberg'a, H. Lundberg'a и J. Eklund'a (*31*). Эта работа является общей сводкой по рудным месторождениям, открытым в Швеции примерно с 1916 по 1924 г., но главным образом касается района Skellefteå. Хотя преимущественное внимание в статье уделяется электрической разведке, но из текста видно, что осмотр ледниковых валунов проводился всегда параллельно с геофизическими методами разведки и являлся одним из важнейших вспомогательных средств для открытия того или иного рудного тела. По рудным валунам определялись площади, подлежащие исследованию сначала геофизическими методами разведки, а затем и горными работами, которые проводились немедленно вслед за электроразведкой. Нужно сказать, что область Skellefteå отличается крайне незначительным количеством коренных выходов, а наносы (морена) достигают 10—15 *м* мощности. По J. Eklund'y, обнаженность коренных пород составляет всего 0,5% поверхности района, остальное приходится на четвертичные наносы и болота.

В результате шестилетних работ в области Skellefteå было открыто несколько десятков колчеданных залежей. Последовательность этих работ была следующая. После общего картирования района и поисков рудных валунов производилась детальная, в масштабе 1 : 4 000 — 1 : 10 000, геологическая съемка наиболее интересных участков, сопровождавшаяся горными работами и поисками при помощи геофизических методов. Характерно, что в этих работах, как и в Финляндии, принимали участие высококвалифицированные геологи-четвертичники, как например Alvar Högbom.

Интересные работы проведены и в северной Швеции в районе знаменитых месторождений Kiruna-vaara, Luossa-vaara и др. Этими работами (наблюдения над железорудными валунами) выяснено, что перенос валунов происходил преимущественно в направлении с северо-запада на юго-восток, ледниковые шрамы же в громадном большинстве простираются с западо-юго-запада на востоко-северо-восток. По P. Gejer'y, северо-западное направление движения является более древним, а западо-юго-западное последующим, более молодым. Только 50 из замеренных ледниковых шрамов совпадают с северо-западным направлением переноса валунов, остальные же все простираются в западо-юго-западном направлении. Таковы главнейшие результаты исследований P. Gejer'a.

IV. Поиски рудных валунов в Советской Карелии до 1932 г. Первые наблюдения над валунами, с подсчетами валунов по петрографическому составу, были произведены проф. В. М. Тимофеевым в 1924 г. в Заонежьи.[1] Им же эти работы производились в 1925 г.

Работы В. М. Тимофеева обнаружили несколько меднорудных валунов в южном Заонежьи. В 1927 г. на месте этих находок производил электроразведочные работы горн. инж. В. М. Дервиз, но коренных месторождений найти не удалось.

В 1927 г. Н. Г. Судовиков, по заданию б. Геологического комитета, производил поиски рудных валунов в Сегозерском и Тунгудском районах АКССР. В 1930 г. им же с прорабом А. М. Шукевичем производились поиски рудных валунов в окрестностях Шуезерского месторождения (Тунгудский район АКССР). Н. Г. Судовиков производил пересчет валунов по петрографическому составу в местах, где карелы собирают их в кучи: вдоль дорог, по пашням и т. п., но цифры, ввиду случайности данных, имеют только местное значение.

Наиболее важным результатом работ Н. Г. Судовикова является то, что в окрестностях Шуезерского медно-молибденового месторождения им установлено очень незначительное количество валунов и притом сомнительной рудоносности. Это было подтверждено и работами 1932 г., когда к северу от этого месторождения был найден только один валун диабаза, прорезанный жилкой халькопирита. В 1930 г. около Шуезерского месторождения было покрыто электроразведкой по методу Лундберга до 6 *км*². Работы эти производил инж. П. Н. Ползыков, который установил 3 небольших аномалии, из них одну на руднике. В 1932 г. окрестности Шуезерского месторождения были вновь перекрыты электроразведкой инж. С. Я. Лиогеньким по методу естественного тока, причем получено только три максимума на территории (около 4 *га*) самого месторождения, аномалии же П. Н. Ползыкова не подтвердились. Таким образом, не входя в оценку самого Шуезерского месторождения, мы видим, что малому количеству валунов сомнительной рудоносности соответствует и отсут-

---

[1] Личное указание проф. В. М. Тимофеева.

ствие месторождений, выявленных электроразведкой.

V. Итоги работ 1932 г. Под руководством А. Ю. Серка производились поиски рудных валунов в районе Монч-тундры, но, как автору известно, рудных валунов найдено не было. Производились эти работы методом сплошного площадного просмотра валунов.

В Карелии в 1932 г. работало 5 партий по поискам валунов-указателей. Районы работ следующие: 1) Центральное Заонежье и площадь в районе дд. Медвежья Гора — Чебино; 2) к западу от Сегозера, от д. Янгозеро до д. Ругозеро; 3) две партии в Тунгудском и Ухтинском районах и 4) в северной Карелии, в районе Ковдозера. Наиболее интересные результаты были получены партией геолога Н. В. Альбова, работавшей в западной части Тунгудского района АКССР и в южной Ухтинского. Этой партией охвачен район от озера Норва на севере до озера Лоба на юге (см. новое издание 38-го листа десятиверстной карты Европейской части СССР) и от р. Шобы на западе до озера Муезера на востоке (д. Ушково). Коренные породы этого района представлены исключительно метабазитами и кварцитами карельской формации, прорванными посткарельскими гранитами. Господствующее простирание коренных пород NW 310—320°. Рельеф района не отличается особым разнообразием форм. Преобладающее распространение имеет сположенный друмлиновый ландшафт донной морены.[1] В центральной части исследованного участка, к северо-западу от озера Воингозера распространен бугристо-котловинный ландшафт донной морены. Особые формы ледниковых отложений представлены только конечными моренами и озами. Первые встречены в трех местах вблизи р. Шобы, последние же распространены повсеместно по всему району. Наиболее крупные озы встречены были к западу от р. Шобы. Большой оз встречен также к юго-западу от Воингозера. Коренных выходов в районе немного, обнаженность плохая, — в среднем один коренной выход на 1,5—2 *км* маршрута. Восточная часть района почти сплошь заболочена. Все гряды, сложенные донной мореной, и друмлины вытянуты в направлении NW 310—315°. В этом же направлении простираются бараньи лбы и ледниковые шрамы, отмеченные, правда, только в немногих местах (озера Норва и Шавня). Главенствующее направление движения ледника во время последнего оледенения определяется таким образом как NW 310—315°.

В этом районе применялась следующая поисковая методика (параллельно с геологической съемкой). Площадь размером около 400 *км*² была пересечена маршрутами в расстоянии 1,5—2,0 *км* один от другого, под азимутом NE 40° (рис. 1). По этим маршрутам, кроме регистрации коренных выходов, производились сплошные пересчеты валунов по петрографическому составу в полосе около 4—5 *м* шириною. Кроме маршрутов по определенным азимутам производились еще маршруты по тропинкам и по озерам.

Партией найдено 4 меднорудных валуна. Три из них, в районе р. Шобы в полосе на SE от д. Саповарака, почти точно ложатся на одной линии NW 315° и представлены диабазами, прорезанными жилами халькопирита. Установить месторождение, давшее эти валуны, не удалось; это является задачей дальнейших работ. Четвертый меднорудный валун найден на южном берегу озера Воинга в пределах самой деревни Воингозеро и представлен глыбой кварца с халькопиритом около 1 *м* в поперечнике. В северной части озера Воинга найдены на островах две кварцево-халькопиритовых жилы, причем одна из них прослежена и по берегу на 3 *км*. Там же метабазиты карельской формации рассечены кварцевыми жилами.

На южном берегу Воингозера и около оза на юго-восток от него в изобилии найдены кварцевые валуны. Таким образом (см. рис. 1) здесь намечается веер разноса кварцевых валунов с Воингозерского месторождения.

Наиболее интересной в практическом отношении оказалась находка валуна гранита, оруденелого молибденитом, у ручья Норва по тропе из д. Саповарака к озеру Ширко. Всего найдено 8 таких валунов. Прослеживание в NW направлении позволило найти в 2,5 *км* от места находки первого валуна коренной выход гранита с прожилками молибденита. Разведочные работы 1933 г. показали, что оруденелая зона, приуроченная к контакту посткарельских гранитов с метабазитами, протягивается на расстоянии около 1 *км* и что месторождения заслуживают серьезного внимания *(6)*.

Весьма интересны и теоретические результаты работ Н. В. Альбова. Первый важный результат — это получение вееров рассеяния рудных валунов. О воингозерском веере мы уже упоминали. Второй такой веер удалось получить на р. Шобе по найденным 45 валунам кварца с железным блеском (рис. 2). Таким образом мы получили полное подтверждение результатов финских геологов *(25)*. Второй не менее важный результат

[1] В отношении четвертичных отложений мною использованы ценные указания И. В. Даниловского, работавшего в этом районе в 1931 г.



Рис. 1. Карта поисков рудных валунов в северо-западной части Тунгудского и юго-восточной части Ухтинского районов АКССР. По Н. В. Альбову.

1—границы коренных пород, *2*—граниты, *3*—зеленые сланцы, *4*—кварциты, *5*—донная морена в бугристом залегании, *6*—донная морена в друмлиновом залегании, *7*—озы, *8*—локальные конечные морены, *9*—ледниковые шрамы, *10*—кварцевые жилы, *11*—пересечения, *12*—номера пересечений, *13*—веера рудных валунов, *14*—медное месторождение, *15*—молибденовое месторождение, *16*—меднорудные валуны, *17*—валуны с вкрапленностью MoS_2, *18*—железорудные валуны, *19*—кварцевые валуны.

Fig. 1. Map showing search for ore-boulders in the north-western part of Tungud and south-eastern part of Ukhta districts of the Aut. Karelian S. S. Republic. After N. Albov.

1—limits of distribution of country rocks, *2*—granites, *3*—greenschists, *4*—quartzites, *5*—ground moraine, in the form of hummocks and knobs, *6*—ground moraine, in the form of drumlins, *7*—eskers, *8*—local end moraines, *9*—glacial scars, *10*—quartz veins, *11*—traverses, *12* №№ of traverses, *13*—ore-boulder fans, *14*—copper deposit, *15*—molybdenum deposit, *16*—copper-ore boulders, *17*—boulders with disseminated MoS_2, *18*—iron-ore boulders, *19*—quartz boulders.

получен по учету петрографического состава валунов морены. Результаты этих пересчетов представлены в таблице 1 (стр. 29).

Как видно из этих данных, морена в области развития гранитов характеризуется преобладанием валунов метабазитов, в области развития метабазитов карельской формации — преобладанием валунов гранита.

масса валунов той или иной породы отлагается на протяжении первых 20 *км* пути сноса. Особенно показательны в этом отношении цифры, полученные по пересечениям № 21 и 22 (табл. 1).

Менее ясные данные были получены в районе Шуезерского месторождения (к западу от района, изученного Н. В. Альбовым).

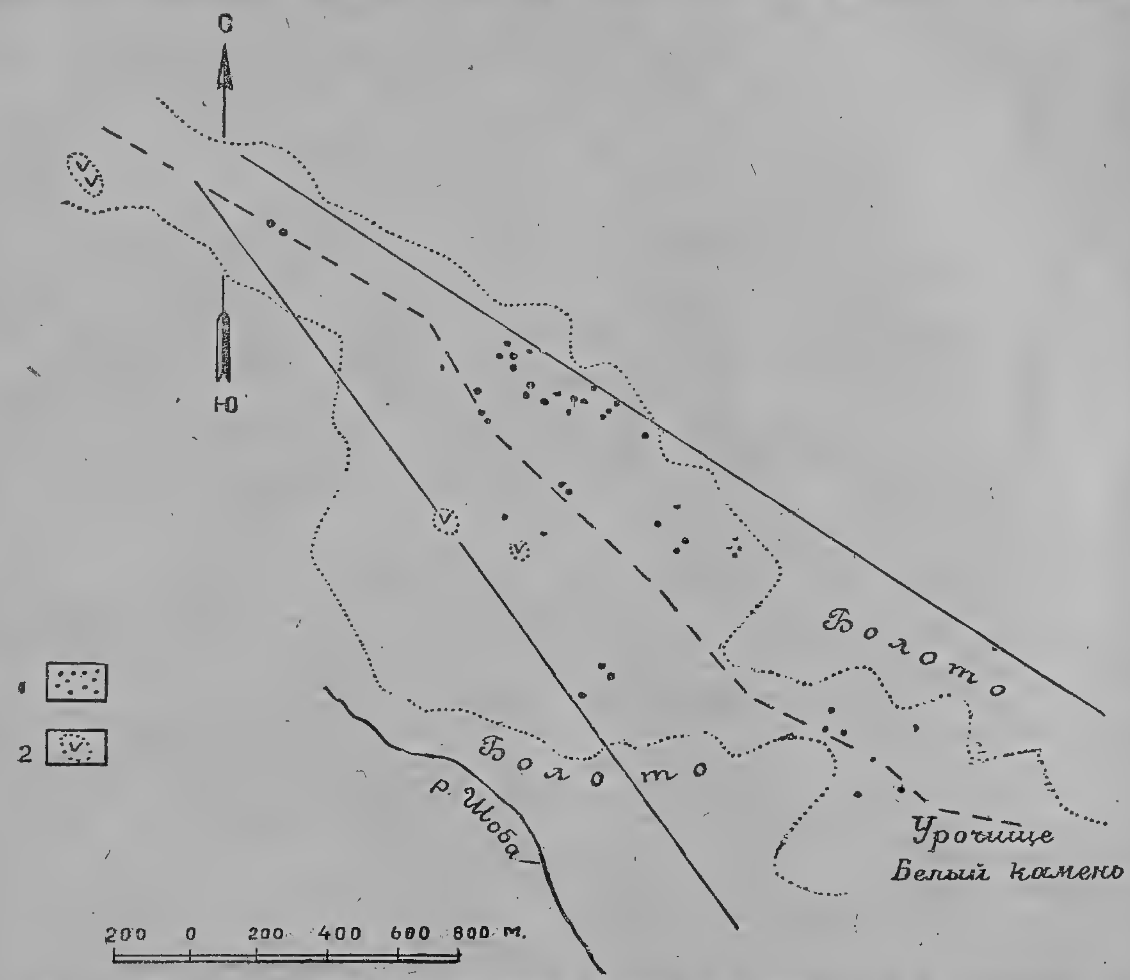


Рис. 2. Веер рудных валунов (железная слюдка в кварце) к юго-востоку от д. Саповарака. По Н. В. Альбову.

1—рудные валуны, *2*—выходы зеленых сланцев.

Fig. 2. Fan of ore-bearing boulders (scaly hematite in quartz) to the south-east of Sapovaraka Village. After N. Albov.

1—ore-boulders, *2*—outcrops of greenschists.

Кварциты не играют сколько-нибудь значительной роли, образуя линзообразные массы в несколько километров длиной и в сотни метров шириною. Пересчеты валунов донной морены показали отчетливые веера рассеяния кварцитовых валунов около таких линз кварцитов. Итак, удалось установить отчетливую связь между валунами донной морены и подстилающими ее коренными породами.

Как видно из карты Н. В. Альбова, главная

Подсчеты показали, что там, несмотря на то что коренные породы представлены исключительно диабазами и кварцитами карельской формации, имеется значительный процент валунов гранита. Причин этого явления мы коснемся ниже. Поиски рудных валунов-указателей также не дали удовлетворительных результатов. Был найден только один рудный валун к северу от Шуезерского месторождения, представленный диабазом,

Таблица I

Подсчет валунов по петрографическому составу в северо-западной части Тунгудского района

Подсчеты даны по пересечениям (см. карту Н. В. Альбова)

Пересечения в районе, сложенном по преимуществу зелеными сланцами					Пересечения в районе, сложенном по преимуществу гранитами				
Пересечения №	Валуны зеленокаменных пород	Валуны гранита	Валуны кварцита	Валуны кварца	Пересечения №	Валуны зеленокаменных пород	Валуны гранита	Валуны кварцита	Валуны кварца
	в процентах					в процентах			
1	44,34	26,42	25,47	3,77	3	100	—	—	—
2	95	5	—	—	5	100	—	—	—
4	98	1	1	—	9	97	2	1	—
6	100	—	—	—	12	60,70	39,30	—	—
7	62,22	35,56	2,22	—	13	80	18	2	—
8	100	—	—	—	14	95	5	—	—
10	68,57	20	11,43	—	16	100	—	—	—
11	100	—	—	—	18	97,26	2,38	0,36	—
15	100	—	—	—	23	99	0,5	0,5	—
17	85	—	15	—	24	99	0,5	0,5	—
19	6,29	90,20	2,81	0,70	25	99,6	0,2	—	0,2
20	0,6	99,1	0,3	—	26	97	—	—	3
21	8,27	88,42	2,48	0,83	27	100	—	—	—
22	71,8	23,8	—	4,4	28	94,72	5,28	—	—
37	50,22	49,78	—	—	29	96	3,5	0,5	—
—	—	—	—	—	30	97	3	—	—
—	—	—	—	—	31	100	—	—	—
—	—	—	—	—	32	99,5	0,5	—	—
—	—	—	—	—	33	99,8	0,2	—	—
—	—	—	—	—	34	100	—	—	—
—	—	—	—	—	35	100	—	—	—
—	—	—	—	—	36	88,8	11,2	—	—
—	—	—	—	—	38	99,5	0,5	—	—
—	—	—	—	—	39	99	—	1	—

прорезанным жилками халькопирита. К северо-западу от Шуезерского месторождения было найдено несколько мелких кварцево-кальцито-халькопиритовых жил. Возможно, что одна из них и является коренной точкой, откуда был снесен этот валун.

Поиски рудных валунов-указателей в Сегозерском районе удовлетворительных результатов также не дали: ни одного заслуживающего внимания рудного валуна найдено не было. Пересчеты валунов по пересечениям в Сегозерском районе показали опять-таки зависимость от коренных пород.[1]

Участок этот сложен диабазами, кварцитами и гранитами, образующими полосы, вытянутые в NW направлении. Подсчеты показали, что процентные соотношения между валунами различных пород примерно отвечают соотношениям площадного распространения тех или иных пород. Точно такие же результаты получены и на площади Медвежья Гора — Чебино. Партией, работавшей в Медвежьегорском районе и Заонежьи, было найдено всего два рудных валуна, один в районе губы Святухи (Заонежье), другой около д. Чебино. В обоих случаях несомненна связь с коренными меднорудными жилами, правда, не имеющими повидимому в настоящее время практического значения.

Поиски же в районе Ковдозера в северной Карелии никаких определенных результатов не дали, рудных валунов найдено не было.

VI. Итоги работ 1933 г. В 1932 г. при проходке выработок Беломорско-Балтийского водного пути были обнаружены рудные валуны в ряде точек, прилегающих к строительству канала. Так, в августе 1932 г. в котловане шлюза № 1 около г. Повенца был найден рудный валун почти чистого халькопирита весом около 250 *кг*; были найдены еще пиритовые валуны у д. Морской Масельги, в месте постройки Дубровской дамбы в районе д. Надвоицы и наконец в месте постройки сооружений около р. Выг у ст. Шавань Кировской жел. дороги. Летом

---

[1] Пересечения в Сегозерском районе, как и в Тунгудском, были ориентированы также в NE направлении.

1933 г. в районе г. Повенца работниками строительства ББВП были найдены еще два рудных валуна халькопирита. Для выяснения происхождения рудных валунов в районе Повенца и Надвоиц — Шавани ЛГГГТ в 1933 г. поставлены специальные работы.

Условия находок, геологическая обстановка и возможное направление переноса трех повенецких валунов халькопирита подробно изложены в моей и Н. В. Альбова статье *(1)*.

От постановки работ для выяснения происхождения пиритовых валунов Морской Масельги в 1933 г. пришлось отказаться по крайне слабой обнаженности района и сложности состава четвертичных отложений.

В районе д. Надвоицы работами охвачена площадь размером 1 500 *км*² от ст. Надвоицы до ст. Тунгуды на севере и от д. Дубровы на востоке до д. Онигма (в пределах Ругозерского района) на западе. В геологическом строении этой площади принимают участие кварциты и метабазиты карельской формации, прорванные посткарельскими (постъятулийскими) гранитами. На долю первых приходится около 40% закартированной площади, на граниты — остальное. Все свиты простираются в северо-западном направлении. Абсолютные отметки исследованной площади колеблются от 70 до 130 *м*. Везде отмечаются следы покрытия послеледниковыми бассейнами в виде абразионных уступов, включая и самые высокие точки района. Коренные выходы не превышают 0,5—1,0% от всей охваченной поисками площади. Из четвертичных отложений преобладающее значение имеет донная морена, слагающая друмлиновые ландшафты. Господствующая ориентировка последних NW 315°. В этом же направлении простираются и ледниковые шрамы около ст. Надвоицы и около ст. Парандово.

Для сравнения методики площадных и линейных подсчетов нами произведен пересчет валунов на дневной поверхности одного друмлина по ряду отдельных полос. Результаты его даются в таблице 2. Подсчеты

Таблица 2

Данные по подсчетам петрографического состава валунов на дневной поверхности друмлина в 1,5 *км* к юго-западу от ст. Надвоицы

№ полос	Гранит	Зеленокаменные породы	Кварцит	Диабаз с кварцевыми прожилками	Кварц	Рудные валуны	Примечания
1	165 88%	17 9%	5 2,5%	1 0,5%	— —	— —	Длина полосы 200 *м*, ширина 5 *м*, общая площадь всех полос 200 × × 5 × 11 = 11 000 *м*²
2	87 85%	8 7,5%	7 6,6%	— —	— —	1 0,9%	
3	189 80%	19 8%	27 11%	3 1%	— —	— —	Всего подсчитано валунов 2 066. Средняя плотность валунного состава $= \frac{11\,000}{2\,066} =$ 1 валун на 5,3 *м*²
4	192 82,7%	22 9,5%	13 5,6%	2 0,9%	3 1,3%	— —	
5	192 86%	15 7%	15 7%	— —	— —	— —	Наибольшие отклонения линейных подсчетов от суммарного: гранит $\left\{ \begin{array}{l} +6,6\% \\ -10,9\% \end{array} \right.$ зеленокаменные породы $\left\{ \begin{array}{l} +5,9\% \\ -3,1\% \end{array} \right.$ кварцит $\left\{ \begin{array}{l} +3,4\% \\ -5,1\% \end{array} \right.$
6	159 83%	18 10%	14 7%	— —	— —	— —	
7	127 78%	25 15%	10 6%	1 0,5%	1 0,5%	— —	
8	118 81%	15 10,5%	12 8,5%	— —	— —	— —	
9	177 82%	19 8,5%	20 9,5%	— —	— —	— —	
10	135 81%	19 12%	12 7%	— —	— —	— —	
11	142 70,5%	32 16%	22 11%	3 1,5%	2 1,0%	— —	
	1 683 81,4%	209 10,1%	157 7,6%	10 0,5%	6 0,3%	1 0,1%	

показали, что процент гранитных валунов в среднем 81,5, не спускаясь ниже 70. Изучение валунного состава морены в разрезах (карьеры у Ругозерского тракта и в районе Надвоиц) также показало, что, как и на дневной поверхности, процент гранитных валунов нигде не спускается ниже 70. На причинах этого явления мы остановимся ниже.

Перейдем к отдельным находкам рудных валунов. В юго-восточном углу озера Воицкого на самом берегу был найден сотрудниками строительства ББВП небольшой валунчик мартита. В районе южного берега озера Воицкого в метадиабазах отмечены в ряде точек жилки магнетита. Валунчик мартита, судя по его небольшому размеру (всего с кулак), имеет вероятно местное происхождение, и никакого практического интереса его находка не представляет.

По личному указанию геолога А. М. Гуреева, в месте постройки дамбы к югу от оз. Шобозера (район д. Дубровы) было найдено около 100 шт. пиритовых валунов. Местность в этом районе представляет древний береговой скат послеледникового бассейна, абрадированный в донной морене. Там, как на дневной поверхности, так и в многочисленных карьерчиках, преобладают гранитовые валуны. Некоторые из них, по данным изучения шлифов, во всех отношениях напоминают посткарельские граниты, развитые к северо-западу от Надвоиц на значительных площадях. Там же в заметных количествах отмечены валуны порфиробластических амфиболитов и метабазитов карельской формации. Партии ЛГГГТ, работавшей в 1933 г. в месте постройки упомянутой Дубровской дамбы, рудных пиритовых валунов найти не удалось. Повидимому почти все они были извлечены при строительстве ББВП. Зато севернее, на южном берегу Шобозера, партией был найден рудный валун пирита с примазкой окварцованного альбитофира, размером около 20×25 *см*, сравнительно плохо окатанный. Валун этот найден на небольшом моренном холмике, возвышающемся метров на 10 над террасированной поверхностью валунных песков, опоясывающих с юга Шобозеро. Рядом с этим рудным валуном были найдены угловатые валуны сильно плойчатых кварцитов и мандельштейнов, напоминающих мандельштейны Пармаковой Горы около ст. Надвоицы. Абсолютная отметка места находки этого валуна около 110 *м*, т. е. ниже наивысшего уровня затопления послеледниковыми бассейнами, который для района Надвоицы — Дуброва должен быть оценен в 130—135 *м*. Вообще говоря, нельзя утверждать, что этот валун перенесен именно материковым льдом последнего оледенения. Самым достоверным основанием для оценки происхождения этого валуна является примазка коренной породы окварцованного альбитофира. Выходы этой породы открыты проф. В. М. Тимофеевым в 1926 г. к юго-западу от ст. Надвоицы. После находки валуна партией ЛГГГТ в 1933 г. были поставлены небольшие расчистки на площади развития альбитофиров. Они показали наличие в них измененных зон кальцитизации и серицитизации. Кроме того там по трещинам отдельности альбитофиров отмечены зоны импрегнации окислами железа.[1] Местами в измененных альбитофирах замечена еще редкая вкрапленность пирита. Анализ одного образца измененного альбитофира, обогащенного окислами железа, показал 3,11% серы. Отвлекаясь от основной темы изложения, укажем, что уральские колчеданные месторождения Соймоновской долины, приуроченные к породам типа порфиров и кератофиров, также сопровождаются зонами серицитизации. Повидимому указанные изменения в альбитофирах к юго-западу от ст. Надвоицы являются признаками сульфидного оруденения.

Пункты находок рудных валунов пирита у места построек Дубровской дамбы и Шаваньских сооружений ББВП у 707-го километра[2] Кировской ж. д. лежат на одной линии, простирающейся NW 315°. В последнем месте, кроме валуна чистого пирита, были найдены валуны порфиробластического амфиболита, прорезанные жилами пирита, и валун гранита, также с жилкой пирита, и кроме того еще валун бурого железняка. Последние две находки указывают, что: 1) месторождение приурочено к контакту гранитов и амфиболитов карельской формации и 2) месторождение, судя по находке валуна бурого железняка (последний я рассматриваю как валун железной шляпы), находится не особенно далеко от места находки рудных валунов. Дальнейшее направление поисков определяется, во-первых, направлением простирания ледниковых шрамов и друмлинов в районе, прилегающем к 707-му километру Кировской ж. д., и, во-вторых, простиранием той линии, на которой были сделаны все эти находки пиритовых валунов. Оба эти простирания совпадают (NW 315°), так что дальнейшие поиски коренного месторождения следует вести в полосе, идущей в направлении NW 315° от места находки рудных валунов у 707-го километра Кировской ж. д. Эта полоса сплошь заболочена до тракта ст. Коч-

[1] Эти зоны импрегнации должны рассматриваться как железная шляпа; в Финляндии железная шляпа описана M. Saxen'ом *(28)*.

[2] Находки рудных валунов у 707-го километра Кировской ж. д. были сделаны в карьере, заложенном в друмлине.

кома — Ругозеро. Поэтому, естественно, поиски методом рудных валунов отпадают, и единственным путем является постановка электроразведки, что и было запроектировано ЛГГГТ на 1934 г. для площади размером 15 $км^2$ между 707-м километром Кировской ж. д. и Ругозерским трактом, но осталось невыполненным за отсутствием кредитов.

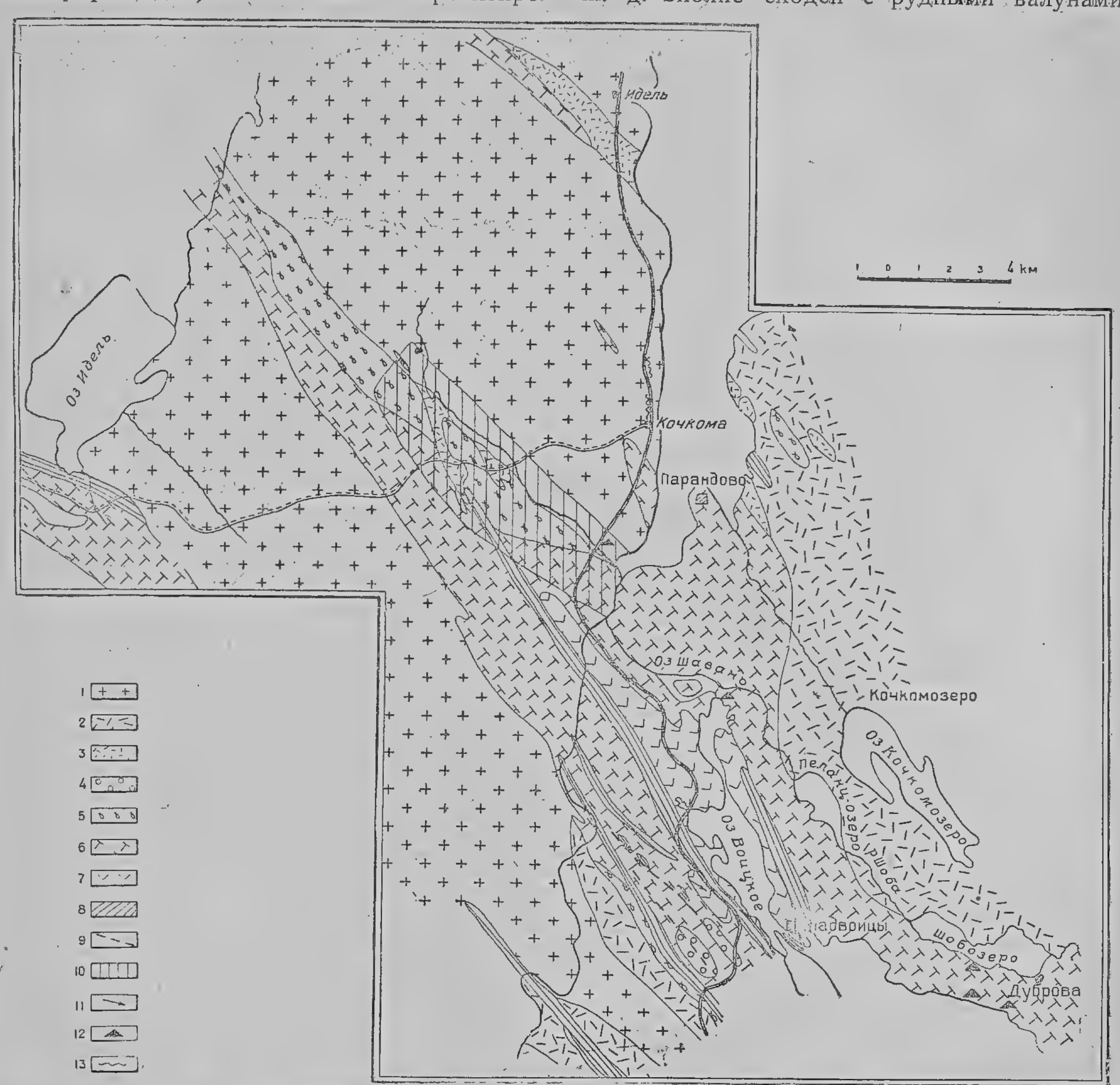


Рис. 3. Геологическая карта района Надвоицы—Кочкома (Парандово).

1—постъятулийские граниты, *2*—постъятулийские гранодиориты, *3*—контактные диорит-порфиры, *4*—альбитофиры, *5*—порфиробластические амфиболиты, *6*—зеленые сланцы, *7*—метаспилиты, *8*—кварциты, *9*—зоны смятия, *10*—ледниковые шрамы, *11*—валуны пирита, *12*—зоны молибденового оруденения, *13*—валуны гранита с кварцево-молибденитовыми жилками.
Вертикальными линиями заштрихована площадь, где возможна находка месторождения.

Fig. 3. Geologic map of Nadvoitsy — Kochkoma (Parandovo) District.

1—Post-Jatulian granites, *2*—Post-Jatulian granodiorites, *3*—contact diorite-porphyry, *4*—albitophyres, *5*—porphyroblastic amphibolites, *6*—greenschists, *7*—metaspilites, *8*—quartzites, *9*—zones of crumpling, *10*—glacial scars, *11*—pyrite boulders, *12*—zones of molybdenum enrichment, *13*—granite boulders with quartz-molybdenite nodules.
Vertically hatched is the area in which the discovery of deposits is possible.

По личному указанию геолога А. М. Гуреева, найденный партией ЛГГГТ рудный валун пирита у 707-го километра Кировской ж. д. вполне сходен с рудными валунами, найденными у Шавани и у места постройки Дубровской дамбы. Это является еще лишним подтверждением сделанного выше прогноза.

У ст. Кочкома Кировской ж. д. партией

ЛГГГТ в 1933 г. были открыты в посткарельских гранитах кварцево-молибденовые жилки, переходящие в кварцево-пиритовые. Три валуна прорезанного кварцево-пиритовыми жилками гранита, в совершенстве напоминающего посткарельский гранит ст. Кочкома (Парандово), были найдены в 0,5 *км* к югу от этой станции, в карьере, заложенном в морене около железнодорожного полотна. Связь этих валунов с месторождением ст. Кочкома несомненна.

В 1,5 *км* к западу от ст. Надвоицы, на дневной поверхности друмлина с диабазовым ядром (болванкой) были найдены три валуна диабаза, прорезанного кварцево-халькопиритовыми жилами, и во множестве — валуны диабаза, прорезанного кварцевыми жилками. Начиная от 9-го километра тракта от ст. Кочкома на Ругозеро и вплоть до района к западу от ст. Надвоицы прослеживается полоса диабазов, прорезанных кварцевыми и кварцево-халькопиритовыми жилками, идущая в северо-западном направлении. Связь упомянутых валунов с коренными диабазами нам представляется несомненной и не требующей пояснений.

Если на примерах отдельных рудных валунов нам удалось установить ясную связь между направлением движения ледника и направлением сноса валунов, то то же приходится сказать и о более общих данных распределения валунов различных пород в морене на площади Надвоицы — ст. Кочкома. На площадях, сложенных по преимуществу гранитами, процент валунов зеленокаменных пород карельской формации падает до 2—3. В тех же местах, где коренными породами являются карельские метабазиты, процент последних в валунах морены, накрывающей коренные породы, возрастает до 15—20 и даже до 40. Улавливаются также определенные зоны, вытянутые в направлении NW 315°, где присутствуют валуны определенных пород. Так например отчетливо выделяются зоны распространения валунов «парандовского» гранита и порфирового гранита с вкрапленниками микроклина, слагающего порядочный массив к западу от ст. Кочкома.

Все вышеизложенное, а также и наблюдения над рудными валунами в районе Надвоицы — Парандово показывают, что здесь имеется определенная связь направления движения материкового льда во время последнего оледенения с направлением сноса валунов.

Наибольший интерес в районе Надвоицы— Парандово представляет обогащение морены гранитными валунами. Если учесть данные и по площади Медвежья Гора — Повенец, где в морене опять-таки преобладают гранитные валуны, а также и по Шуезерскому району (адм. Тунгудский район АКССР), то вдоль Кировской ж. д. намечается зона, где морена обогащена гранитными валунами. Наблюдения в карьерах показывают, что такое обогащение прослеживается на глубину до 3 *м*, для более же глубоких горизонтов у нас надежных данных нет. Это явление вероятно обусловлено более замедленным движением ледника во всей этой полосе во время последнего оледенения.

К этому выводу приходится притти еще и из следующих соображений. К северо-западу от Тунгудского района преобладающее распространение из коренных пород имеют граниты различного возраста. Образования карельской формации распространены по преимуществу в пределах Тунгудского и южной части Ухтинского районов. Таким образом валунами более далекого приноса для исследованных площадей в пределах западной части Тунгудского района и района Надвоицы — Парандово должны быть гранитные валуны. Усиленное отложение валунов из более далеких мест могло происходить только в случае замедленного движения материкового льда в силу различных причин, которых мы касаться не будем.

Чрезвычайно интересное открытие коренного месторождения было сделано Ю. С. Желубовским в Туломозерском районе в 1933 г. У южного конца озера Коват-ярви еще в конце XIX века был найден валун магнетита размером около 1,5 *м*. Несмотря на то, что было совершенно ясно ледниковое происхождение валуна, Туломозерский завод на месте находки ставил небольшие разведочные работы. Ю. С. Желубовский правильно учел характер оруденения и, предположив, что коренное месторождение связано с контактом доломитов с рапакиви, нашел коренное месторождение в 1,5 *км* на NW 340° от места находки валуна. Это направление отвечает простиранию ледниковых шрамов в районе.

VII. Итак, за 1932—1933 гг. в пределах Советской Карелии с п е ц и а л ь н ы м и в а л у н н ы м и п о и с к а м и охвачены площади, указанные в табл. 3.

Отсюда видно, что мы еще не достигли размаха работ Финляндии и Швеции. Финские и шведские геологи имеют перед нами преимущество еще и в большей детальности и в большем количестве работ по оконтуриванию вееров рассеяния рудных валунов. Нами же работы были направлены главным образом в сторону поисков валунов-указателей. В отношении геологической съемки Финляндия имеет колоссальное преимущество перед нами по геологической съемке как коренных, так и четвертичных пород. Достаточно вспомнить хотя бы об-

Таблица 3

№	Наименование района	Площадь $км^2$		
1	Медвежья Гора — Заонежье	1 500	Для сравнения приведем данные по Финляндии и Швеции:	
2	Сегозерский	700	Финляндия — подсчитано по обзорной карточке М. Саурамо (*25*) около	10 000 $км^2$
3	Ковдозерский	330	Швеция:	
4	Тунгудский	800	Район Skellefteå 7 500 $км^2$	
5	Медвежья Гора — Повенец	500	Прочие примерно 1 000 $км^2$	8 500 $км^2$
6	Надвоицы — Парандово	1 500		
		5 330	Всего	18 500 $км^2$

зорные карты изохрон стояния ледника (*24*).

Соответственно с этим скромнее и наши практические результаты, которые ограничиваются, во-первых, открытием всего лишь двух месторождений: 1) месторождения магнетита у озера Кcovат-ярви в Туломозерском районе и 2) месторождения молибденита Пяя-ваара в Тунгудском районе, а во-вторых — выяснением геологической обстановки места находки пиритовых валунов в районе Надвоицы — Парандово.

Другая черта наших работ — это малое применение геофизических методов разведки. В Карелии до 1934 г. было покрыто электроразведкой (метод Лундберга и естественный ток) всего около 35 $км^2$, в Швеции же площадь, разведанная по геофизическим методам, исчисляется сотнями кв. километров. Относительно Финляндии об электроразведочных работах в литературе сведений нет, но повидимому они применялись там в сравнительно крупных масштабах; именно геофизическая методика и являлась решающим фактором выявления новых месторождений.

Наша задача в ближайшие годы — это ликвидация отставания в области геофизической методики, в частности на площадях Надвоицы — Парандово и Повенец — Медвежья Гора, где электроразведка является единственным средством выявления новых месторождений. Только в сочетании валунных поисков с геофизическими методами разведки и надлежаще поставленными горными и буровыми работами можно получить существенный эффект в деле поисков новых рудных месторождений в области с плохой обнаженностью коренных пород и широким распространением ледниковых образований. К сожалению, в этом отношении в Карелии сделано весьма мало.

VIII. Когда мы начинали работы в 1932 г., то одной из задач теоретического характера, которую мы поставили перед собой, было выяснение в л и я н и я в о д п о з д н е л е д н и к о в ы х б а с с е й н о в н а в а л у н н ы й с о с т а в м о р е н ы. В соответствии с этим, у нас конечно сразу встал вопрос об определении уровня наивысшего древнего пляжа. Наблюдения над террасами во всех исследованных в 1932 и 1933 гг. районах показали, что супрааквальной морены (supra-aqual moraine) в том смысле, как этот термин понимается М. Саурамо, у нас нет. Тем не менее ни в одном районе, лежащем свыше 100 *м* абс. высоты, никакого заметного влияния затопления послеледниковыми бассейнами на валунный состав морены не отмечено. Правда, соотношения валунов посткарельских гранитов и гранитов дальнего приноса (архейских) на площади Надвоицы — Парандово оказались колеблющимися. Отклонения приурочены к долине р. Северного Выга, к поверхностям, абрадированным в донной морене, и р. Онды.

За последнее время в литературе по четвертичным отложениям отмечается роль мертвого льда в окончательном формировании ледниковых ландшафтов (*10*).

Рельеф долины р. Онды не имеет обычных для площади Надвоицы — Парандово черт друмлинового ландшафта, а представлен рядом беспорядочно раскиданных холмов с кучным расположением валунов. Подсчеты валунов на дневной поверхности этих холмов показали, что там распространены почти исключительно гранитные валуны. Само распределение валунов кучное и беспорядочное, что характерно для так называемой абляционной (ablation) морены финских авторов — морены мертвого льда. Участки ландшафта подобного типа были отмечены также и в районе 20—25 *км* Ругозерского тракта. Здесь, как и в долине р. Онды, пользуются исключительным распространением гранитные валуны дальнего приноса.

Из районов, непосредственно близких к

*

озерным бассейнам и покрывавшихся в течение долгого времени послеледниковыми водами, изучена площадь Медвежья Гора — Повенец. Валуны на дневной поверхности друмлиновых гряд в районе д. Лумбуши (абсолютная отметка 60—75 *м*) представлены исключительно (99—98%) окатанными архейскими гранитами. Среди них в заметном числе валуны грубозернистых катаклазированных гранитов, обнаруженных в коренных выходах выше уровня 120—125 *м* абс. высоты, в 10—12 *км* от берега Онежского озера. Характерно почти полное отсутствие пород карельской формации, образующих почти непрерывную цепь выходов вдоль уступа 100—110 *м* абсолютной высоты, опоясывающего с севера Медвежегорский залив Онежского озера.

Эта же площадь — Медвежья Гора — Повенец — выдвинула перед нами вопросы определения направления движения ледника. Три найденных валуна халькопирита около Повенца указывают направление движения NW 285°. Подавляющее же большинство замеров ледниковых шрамов дает NW 340° (район Морской Масельги и Медвежья Гора — Чебино). В долине р. Вички, около Кировской ж. д., в 3 *км* к северу от ст. Медвежья Гора, нами найдены ледниковые шрамы, простирающиеся NW 287°. Примерно то же направление движения ледника получается, если учесть направление небольшой цепи конечных морен в верховьях р. Сапеницы. Таким образом для площади Медвежья Гора — Повенец намечаются два направления движения ледника: более древнее NW 340° и последующее NW 280—290°. Это указывает на существенную необходимость самого тщательного изучения ледниковых шрамов при поисковых работах по методу рудных валунов.

Несравненно проще вопрос о направлении движения ледника решался для площади Надвоицы — Парандово и Тунгудского района. В первом случае ледниковые шрамы простирались NW 315—320°, в этом же направлении простираются и друмлины. Распределение валунов оказалось там вполне отвечающим направлению простирания ледниковых шрамов и друмлинов. В Тунгудском районе ледниковые шрамы и бараньи лбы также простираются NW 310°, в этом направлении простираются и друмлиновые формы рельефа, и этому же направлению отвечает распределение валунов.

Чрезвычайно полезной для учета направления движения ледника в Финляндии оказалась методика изучения положений края ледника при помощи геохронологической методики de Geer'a (*24*). Самое интересное то, что положениям края ледника, устанавливаемым при помощи геохронологической методики изучения ленточных глин, отвечают и ледниковые шрамы. У нас подобные работы в 1929 г. пытался провести К. К. Марков совместно с И. И. Красновым в южной Карелии, но определенных результатов не получил. Геохронологическое изучение ленточных глин Карелии является одной из неотложных задач ближайшего будущего. Несомненно, что оно во многом облегчит дальнейшие поисковые работы.

IX. Поисковые работы по методу рудных валунов нам приходилось совмещать с геологической съемкой. Чрезвычайно облегчающим обстоятельством являлось то, что главенствующим простиранием пород в южной и центральной Карелии является северо-западное. Направление движения материкового льда во время последнего четвертичного оледенения тоже было северо-западное.[1] Это обстоятельство, при ориентировке маршрутов в северо-восточном направлении, позволяет наиболее полно изучить как коренные породы, так и петрографический состав валунов морены. Площадь обнажений коренных пород равна примерно 1% от общей площади исследуемого района почти повсюду в центральной Карелии. Поэтому единственным возможным методом съемки коренных пород является метод оконтуривания коренных выходов. Такая методика пересечений в направлении вкрест движения ледника нами применялась в 1932 г., и наилучшей иллюстрацией ее применения является карта Н. В. Альбова для западной части Тунгудского района. В 1933 г. мы не придерживались определенной ориентировки маршрутов и соответственно с этим изменили методику выявления петрографического состава валунов морены. Подсчеты валунов велись уже не линиями определенного направления, а на определенных площадях. Кроме того обращалось самое серьезное внимание на подсчеты в искусственных и естественных обнажениях. Эти подсчеты дали чрезвычайно интересные данные.

Перед поисковиком, производящим работу по методу рудных валунов, стоят следующие задачи: первая — оконтуривание площадей распространения донной морены; это производится путем выделения определенных ландшафтных единиц (полого-волнистого, бугристо-котловинного, друмлинового ландшафтов). Вторая задача — наблюдения над ледниковыми шрамами и простиранием ба-

[1] Указываемые К. М. Кошицем и И. В. Даниловским для Ухтинского района ледниковые шрамы северо-восточного простирания, по И. В. Даниловскому, образовались в рисское оледенение.

ранних лбов. Третья — выделение площадей флювиогляциальных образований, озов, камов, опять-таки путем учета морфологии и литологического состава. Четвертая, пожалуй самая серьезная задача, — выявление наивысшего уровня затопления послеледниковыми бассейнами. Для методики вовсе не важен вопрос о природе этих бассейнов: возникли ли они в результате подпруживания вод от стаивания ледника ледником же или являются морскими трансгрессиями. Но выяснение наивысшего уровня затопления послеледниковыми бассейнами необходимо потому, что «наивысшим берегом» («höchste Strand», *26*)

Таблица 4

Известные точки находок рудных валунов в Карелии

№ по пор.	Место	Условия залегания	Тип валуна
1	Котлован Дома культуры в Петрозаводске	В ленточной глине на глубине 2 *м*	Жила халькопирита в диабазе
2	У впадения р. Пудоксы в Онежское озеро, вблизи д. Римской Пудожского района	На дневной поверхности самой низкой террасы Онежского озера	Вкрапленность медного блеска в диабазе
3	Котлован под шлюз № 1 ББВП	Разрез котлована: 1) морена; 2) слоистые валунные пески. Остальное неизвестно	Валун чистого халькопирита со следами ледниковой штриховки. Вес около 250 *кг*
3a	Город Повенец у пристани	Неизвестны	Тот же халькопирит
3b	К северу от Повенца, в 4 *км*	»	То же
4	Деревня Морская Масельга	На дневной поверхности морены	Валуны чистого пирита размером 10 × 15 *см*
5	В 4,5 *км* от д. Койкара по Святнаволоцкой дороге	То же	Густая пиритовая вкрапленность в диабазе
6	Место постройки сооружения у д. Дуброва	На дневной поверхности абрадированной морены. Сопровождающие валуны — метабазиты карельской формации и посткарельские граниты	Много мелких валунов пирита
7	Место постройки Шаваньских сооружений ББВП	Дневная поверхность абрадированной послеледниковыми бассейнами морены	Пиритовые валуны типа встреченных в д. Дуброва
8	Середина южного берега Шобозера	Дневная поверхность террасированной моренной гряды	Пирит с примазкой измененного альбитофира
9	707-й километр Кировской ж. д.	В карьере, в донной морене	1) Чистый пирит размером 16 × 16 × 14 *см* 2) Бурый железняк 3) Порфиробластический амфиболит с жилкой пирита
10	У д. Надвоицы	Дневная поверхность	Мартит с кулак величиною
11	Тунгудский район, на южном конце оз. Воингозера в д. Воинга	Дневная поверхность морены	Кварцевая жила с халькопиритом
12	Туломозерский район, южный конец оз. Коват-ярви	То же	Крупный валун магнетита
13	Тунгудский район, р. Шоба, среднее течение	То же	45 валунов кварца с железным блеском
14	Тунгудский район, окрестности д. Саповарака и среднего течения р. Шобы	То же	2 валуна диабаза, прорезанного жилками халькопирита
15	Тунгудский район, между озером Норва и месторождением Пяя-ваара	То же	9 валунов гранита с жилками молибденита
16	У южного конца ст. Кочкома Кировской ж. д.	В карьере, заложенном в морене	4 валуна гранита, прорезанных жилками пирита с молибденитом
17	Около д. Чебино Медвежьегорского района	Дневная поверхность донной морены	Валун диабаза, прорезанный кварцево-халькопиритовой жилкой
18	Заонежье, район Святухи	На дневной поверхности	Валуны диабаза с халькопиритовыми жилками
19	Друмлин у озера Сяргозеро, в 1,5 *км* к западу от ст. Надвоицы	То же	3 валуна диабаза с кварцевохалькопиритовыми жилками

определяется возможность переноса того или иного валуна плавающими льдами. О том, что это было, свидетельствуют факты находки рудных валунов в ленточных глинах (Петрозаводск, котлован Дома культуры). E. Kummerov отмечает факты нахождения валунов пород спарагмитовой формации (докембрий норвежских гор) в Восточной Пруссии, что опять-таки может быть объяснено только переносом валунов плавающими льдами.

Решение задачи об определении уровня наивысшего пляжа сводится: 1) к установлению наивысшего уровня ленточных глин, 2) к морфологическим наблюдениям и регистрации наивысших террасовых уступов и 3) к замерам абсолютной высоты флювиогляциальных дельт *(27)*. Само собой разумеется, что все эти наблюдения должны быть фиксированы на специальной карте, на которой желательно показать следующее:

1) площади донной морены;
2) площади флювиогляциальных образований (озов, камов);
3) площади конечных морен;
4) ледниковые шрамы и направления простирания бараньих лбов;
5) зарегистрированные точки находок рудных валунов;
6) границы валунных потоков, понимая под этим потоки валунов каких-либо пород, закономерно ориентированные в отношении направления движения ледника;
7) коренные выходы, нанесенные по их действительным площадям.

Последней стадией работ по методу рудных валунов является оконтуривание веера рудных валунов. Как показал опыт 1932—1933 гг., эта задача требует большой детальности работ. Наилучшим способом, повидимому, будет пересечение местности ходами в 25—50 *м* один от другого вкрест движения ледника, которое устанавливается хотя бы по ледниковым шрамам. Построение веера рассеяния рудных валунов далеко не всегда решает задачу нахождения коренного месторождения. В том случае, когда месторождение скрыто под наносами, решение вопроса определяется геофизической методикой, в большинстве случаев — электроразведкой. Работы инж. Лиогенького на Шуезерском месторождении показали, что пожалуй наиболее применимым является метод естественного тока. Одна партия может покрыть до 40 *км*² в лето, при стоимости около 2 000 рублей за 1 *км*² (2).

Электроразведка конечно не является последним звеном в цепи поисковых работ. Аномалии, полученные электроразведкой, должны быть проверены горными работами — шурфовкой и бурением. Такова в основном необходимая последовательность работ при поисках рудных месторождений по методу рудных валунов.

X. Выводы: 1. Метод поисков при помощи прослеживания рудных валунов в ледниково-моренных наносах зарекомендовал себя как в Швеции и Финляндии, так и у нас в СССР.

2. Открытие только двух месторождений Пяя-ваара и Коват-ярви в пределах Карелии при помощи этой методики объясняется слабым, по сравнению со Швецией и Финляндией, размахом наших работ и незначительным применением электроразведки.

3. Работами 1932—1933 гг., производившимися ЛГГГТ, выяснены все основные вопросы применения метода, тип работ для поисков валунов-указателей, тип работ для оконтуривания веера рудных валунов, а также вопросы применения электроразведки.

4. Залог успешных результатов — широкий разворот работ и широкое применение электроразведки.

5. Попутно при поисках может быть выяснено много чисто теоретических вопросов, в частности вопрос о так называемых руководящих валунах, и ряд деталей четвертичной истории страны.

Литература

1. Альбов Н. В. и Неуструев Ю. С. К вопросу поисков медного месторождения в Повенец — Медвежьегорском районе. Известия ЛГГГТ, 1935, № 2—3 (7—8).
2. Лиогенький С. Я. Результаты применения методов индукции и измерения естественных токов к поискам сульфидных месторождений в Карелии в 1932 — 1933 гг. Изв. ЛГГГТ, 1934, № 2.
3. Марков К. К. Иольдиево море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива. Изв. Гос. геогр. общ., 1933, т. LXV, вып. 4.
4. Неуструев Ю. С. О поисках сульфидов в Карелии. Изв. ЛГГГТ, 1934, № 1.
5. Неуструев Ю. С. Цветные металлы Карелии. Труды I Карельской геолого-разведочной конференции. Горгеонефтеиздат, 1933.
6. Неуструев Ю. С. и Альбов Н. В. К вопросу о молибденовых месторождениях Карелии. Изв. ЛГГГТ, 1934, № 3.
7. Савельева-Дьяконова Е. Н. О древних береговых линиях Онежского озера. Тр. I Всеросс. гидрогеологического съезда. Ленинград, 1925.
8. Савельева-Дьконова Е. Н. и Земляков Б. Ф. Исследования по четвертичной геологии на северном берегу Онежского озера. Изв. Гос. гидрол. инст., 1928, вып. 21.
9. Серк А. Ю. Поиски рудных месторождений путем прослеживания рудных валунов. Мурманск, 1932.
10. Соколов Н. Н. К вопросу о генезисе и эволюции ледниковых форм равнин. Проблемы физической географии, вып. 1, изд. АН СССР, 1935.
11. Тимофеев В. М. Отчет о работах вдоль линии

Мурманской ж. д. на участке Петрозаводск—Масельская. Изв. Геол. ком., 1919, т. XXXVIII, № 3.
12. Тимофеев В. М. Предварительный отчет о геологических исследованиях в районе Онежско-Ладожского водораздела летом 1923 г. Изв. Геол. ком., 1926.
13. Яковлев С. А. Геологическая карта четвертичных отложений Европейской части СССР. Горгеонефтеиздат, 1933.
14. Яковлев С. А. О Балтийско-Беломорском позднеледниковом соединении. Труды II Международной конференции ассоциации по изучению четвертичных отложений Европы, вып. II, 1933.
15. Esklund Josef. Skellefteåfältets. Geologi Geol. För. i Stock. Förh. Bd. 45, h. 1—2. Stockholm, 1923.
16. Eskola Pentti. On the petrology of eastern Fennoscandia, I. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. Fennia, 45, № 19, 1925.
17. Gavelin A. Resultaten av de malmgeologiska undersöckningarna inom Västerbottens län. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, bd. 45, hälfte 1—2. Stockholm, 1923.
18. Gejer P. Bidrag till frågan om blocktransportriktningarna inom Jukkas järvi malmtrakt. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. C, № 282. 1917.
19. Hausen H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34, № 3, 1913.
20. Metzger A. A. Th. Die jatulischen Bildungen von Suojärvi im Ost-Finland. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, № 64, 1924.
21. Ramsay W. Ueber die geologische Entwicklungsgeschichte der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia, XVI, 1900.
22. Ramsay W. Geologie Olonetz Gouvernement. Fennia, XXII, № 7, 1905.
23. Rossberg I. Itbildningar i Karelen, Fennia, VII, № 2, 1892; XIV, № 7, 1899.
24. Sauramo Matti. Studies on the Quaternary varve sediments in Southern Finland. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, № 60. Helsingfors, 1923. (Указанная работа является основной по геохронологической методике.)
25. Sauramo Matti. Tracing of glacial boulders and its application in prospecting. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, № 67. Helsingfors, 1924.
26. Sauramo Matti. Über das Verhältniss der Ose zum höchsten Strand. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, № 84. Helsingfors, 1928.
27. Sauramo M. The Quaternary Geology of Finland. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande. № 86. Helsingfors, 1929.
28. Saxen Marli. Zur Petrologie des Otravaara-Gebietes. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, № 65. Helsingfors, 1923.
29. Sederholm J. J. Mineral resources of Finland. Eng. and Min. Journal. January 28, 1922.
30. Sederholm J. J. Prequaternary rocks of Finland. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, № 91. Helsingfors, 1930.
31. Sundberg K., Lundberg H. and Eklund J. Electrical prospecting in Sweden. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. C, № 327, Årsbok 17, 1923.
32. Suomen Geologinen Komissioni, vuosikertomus. Geologiska Komissionen i Finland, årsberättelse. 1920, 1921.
33. Tanner V. Studier ofver kvartärsistemet i Fennoskandias nordliga delar. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, № 38 et 88, p. III et IV. Helsingfors.
34. Vogt J. H. L. Ilvorledes Outokumpu, Finlands nye kobermalmfeld, blev fundet. Teknisk Ukeblad. 1911.

Search works by the method of ore-boulders

By *J. Neustruev*

Summary

The writer examines the problem of searching for ore deposits by tracing out ore-bearing boulders in moraine drift, and the results of the application of this method in Soviet Karelia in 1932—1933. The results of the works in Karelia are compared with those of Finnish and Swedish works. For the first time on the territory of the USSR such a method has been applied in 1924 by V. Timofeev. In 1926—1927 searching by the method of ore-boulders was carried on in Southern and Central Karelia by N. Sudovikov. In 1930 he also searched for ore-boulders in the region of the Shuezero mine.

The search works of 1932 were set up by the Leningrad Geological and Prospecting Trust with the purpose of finding index boulders, as well as with that of studying the petrographic composition of boulders of the ground moraine. These works resulted in the discovery on the base of ore-boulders of the Piavaara molybdenum deposit in the southern part of the Ukhta district of the Autonomic Karelian S. S. Republic.

The clearest results from the study of the petrographic composition of ground moraine boulders were obtained in the western part of Tungud district of the Autonomic Karelian SSR within the areas of development of granites the ground moraine is enriched in granite boulders. Where the country rock is diabase, the ground moraine is enriched in diabase, etc. The other result obtained in the same Tungud district is the establishment of the fact that boulders of a given rock are easily traceable within a distance not exceeding 20—25 km from the point where it occurs in situ.

In the same year of 1932 ore-boulders have been discovered in a number of points during the construction of the White-Sea-Baltic Canal. At Povenetz, in an excavation sunk for one of the sluices of the White-Sea-Baltic Canal a boulder of pure chalcopyrite about 250 kg in weight was discovered. Pyrite ore-boulders have been detected at Dubrova, Shavan and Morskaya Maselga villages. The works of 1933 touched upon the question of the origin

of the chalcopyrite boulder at Povenetz and of the pyrite boulders of Dubrova and Shavan villages.

Concerning the Povenetz boulder the writer came to the conclusion that the primary deposit is to be sought for in connection with an intrusive spilite sill traversing the quartzites and dolomites of the Karelian formation on the area spreading between Povenetz and the railroad station Medvejia Gora of the Kirov Line.

The works in the region of Nadvoitsy (Dubrova — Shavan villages) showed that, judging from the complex of associated boulders and from boulders of rocks traversed by pyrite veinlets, there are two primary deposits to be looked for. One of them (detected has been a part of the area of the deposit) is confined to altered albitophyres developed at Nadvoitsy station on the Kirov Line, while the second is to be sought for along the contact of the Post-Karelian granites with metamorphozed spilites in the region of the 707th km of the Kirov Line.

In 1934 it is supposed to cover wide area in the mentioned localities by electrical surveying.

The second part of this paper is devoted to the methods of searching for ores.

Геологическое описание района д. Улелеги АКССР

Ю. С. Желубовский и *О. Н. Лебедева*

I. Окрестности д. Улелеги Пряжинского района АКССР в настоящее время привлекают к себе внимание как вероятный новый горнопромышленный район. Здесь в 1933—1934 гг. открыты пегматитовые поля с необычайным для Карелии насыщением крупнейших размеров жилами и штоками пегматитов, качественно отвечающих высокосортному керамическому сырью.

Нахождение на этом же участке сульфидного оруденения, повидимому аналогичного открытому на соседней сульфидоносной площади Чалка-сельги, делает район д. Улелеги особенно интересным.

Летом 1933 г. геолог Ю. С. Желубовский совместно с Б. О. Андерсон, производя геологическую съемку в районе Туломозера, попутно сделал ряд геологических наблюдений в окрестностях д. Улелеги. Район этот возбуждал интерес с точки зрения возможности нахождения олова в контактовой зоне массива гранита рапакиви со сланцами. На основании собранных материалов была составлена схематическая геологическая карта и дано геологическое описание района. В этой работе принимала участие петрограф А. Г. Безденежных.

В 1934 г. представилась возможность дополнить эту работу результатами наблюдений О. Н. Лебедевой, работавшей в Улелегах по детальной геологической съемке. На основании ее материалов геологическая карта исправлена и детализирована, а также дополнено нижеприводимое описание. Таким образом в окончательном виде эта работа является коллективной сводкой наблюдений, произведенных авторами.

В литературе нет описания этого района, отсутствуют также геологические карты, за исключением общей карты АКССР в масштабе 1 : 1 000 000, составленной В. М. Тимофеевым. О выходах рапакиви в Улелегах упоминает М. И. Миклуха-Маклай в своей работе «Геологический очерк Олонецкого уезда и островов Ладожского озера, расположенных вокруг Валаама». Нет для района и удовлетворительной топографической основы.

Деревня Улелеги находится в пределах Пряжинского района АКССР, у самой границы с Финляндией. К северу от Улелег в 15 *км* находится Сямозеро. С Петрозаводском район соединен дорогой, допускающей автомобильное сообщение. Расстояние до Петрозаводска 105 *км*.

Улелеги раскинулись по левому берегу р. Шуи, близ впадения ее в Соддер-озеро. Район наших наблюдений кончается на востоке у д. Пески; на севере он отграничен широтой пересечения р. Шуи границей, с юга — Соддер-озером, с запада — государственной границей.

Кроме Улелег в район наблюдений вошли дд. Кюрьяло и Чевки.

III. Геологическое строение района. Схема геологического строения Улелегского района такова: наиболее древними породами являются гранито-гнейсы, подвергшиеся воздействию магмы микроклиновых гранитов. Следующие по возрасту — метаморфические сланцы, прорываемые жилоподобными интрузиями метаперидотитов. Наиболее молодые породы — граниты рапакиви с их различными производными.

Гранито-гнейсы распространены в северо-западной части района. Наиболее крупное обнажение их представляет гряду, пересекаемую р. Шуей и образующую порог Кульмо-

Коски. На сглаженных скалах видно, что направление огнейсованности SE 150—170°, но местами есть и отклонения от этого преобладающего направления до SE 130—135°.

Гранито-гнейс обычно среднезернистый, розового цвета, реже серо-розовый, структура его гранобластическая. Минералогический состав: альбит, олигоклаз, микроклин, кварц и биотит; кроме этого есть эпидот, цоизит, кальцит и мелкие чешуйки серицита. Преобладает альбит, в меньшем количестве встречаются микроклин и олигоклаз. Кварц с резким волнистым погасанием.

Среди этих гранито-гнейсов встречаем участки более светлоокрашенного гранито-гнейса, вероятно более молодого. Под микроскопом состав его следующий: щелочной полевой шпат без видимой микроклиновой решетки; небольшое количество альбита, иногда пронизывающего щелочной полевой шпат; кварц, роговая обманка и биотит. Кроме этого есть немного сфена, апатита, гематита и хлорита.

Преобладающий щелочной полевой шпат — в виде табличек, которые иногда мутны и имеют бурые пятна продуктов разложения. Внутри их встречаем нередко более свежие зерна альбита.

Зерна кварца часто разбиты трещинами. Роговая обманка — обыкновенная, в виде обрывочных зерен. Чешуйки биотита часто хлоритизированы. В биотите и роговой обманке встречаем мелкие включения апатита и сфена. Среди гранито-гнейсов часты жилы пегматита, а также жилки типичного рапакиви. Насколько можно судить по имеющемуся материалу, гранито-гнейсы относятся к широко распространенному в АКССР типу древних гранито-гнейсов, получившихся путем ассимиляции гранитной магмой древних осадочных и основных изверженных пород с последующей интрузией микроклиновых гранитов в эту толщу.

С л а н ц ы. Наиболее широким распространением в районе наблюдения пользуются метаморфические породы типа кварцево-биотитовых и амфиболовых сланцев, представленных рядом выходов по берегу Соддер-озера между д. Кюрьяло и д. Пески. Восточнее сланцы скрываются под четвертичными отложениями.

Переход от одного типа сланцев к другому постепенный, в контакте их мы наблюдаем тонкую перемежаемость сланцев обоих типов прослойками до 2 *см* мощности одного в другом.

Простирание сланцев (см. карту) меняется в широких пределах, в то же время угол падения остается примерно одним и тем же, 75—85°. Особенно непостоянны элементы залегания близ контакта сланцев с рапакиви.

Кварцево-биотитовые сланцы преобладают по площади распространения над амфиболовыми сланцами. По внешнему виду сланцы эти обычно серого цвета, чаще светлые, иногда темносерые, иногда тонкослоистые. Главной составной частью их является кварц и в некоторых разностях биотит, иногда гранат и олигоклаз.

В сланцах встречены: альбит, мусковит, серицит и, как акцессорные минералы, апатит, титано-магнетит, бесцветный хлорит и цоизит.

В кварцево-биотитовых сланцах кварц чаще всего в виде мелких зернышек величиной в несколько сотых миллиметра с неотчетливыми контурами, но в некоторых шлифах зерна его достигают размера до 0,4 *мм*. Иногда более крупные зерна кварца располагаются жилками более позднего происхождения и повидимому связаны с процессами гранитизации.



Рис. 3. Амфиболовые сланцы на берегу Соддер-озера.
Fig. 3. Amphibole schists on the shore of Lake Sodder-ozero.

Биотит распределен или равномерно по всей массе породы или группируется в отдельные прослойки, перемежаясь с прослойками, богатыми кварцем. Последний тип встречается чаще. Обычно биотит располагается чешуйками или табличками, вытянутыми в одном направлении. Размер их от сотых долей до 0,4 *мм*. Биотит представлен разностью, плеохроирующей в бурых и иногда коричнево-красных тонах. Наблюдаются многочисленные плеохроирующие дворики вокруг включений апатита и изредка хлоритизация биотита.

Хлорит по своим оптическим константам ближе всего подходит к пенину. В одном шлифе отмечено замещение табличек биотита мусковитом.

Олигоклаз встречается чаще, чем альбит. Зерна его по крупности соответствуют зернам кварца и заполнены продуктами его раз-

ложения — серицитом и мелкими зернами эпидота. Альбит встречается в более мелких зернах, обычно сильно помутнелых. Апатит — в виде удлиненных призматических кристаллов длиною до 0,03 *мм*.

Из рудных минералов содержится немного титано-магнетита, гематита и бурых окислов железа внутри чешуек биотита.

Среди кварцево-биотитовых сланцев встречаем линзообразные участки, обогащенные гранатом.

Биотито-гранатовые сланцы почти не содержат кварца: они состоят из биотита, граната и небольшого количества олигоклаза, кварца и серицита. Биотит, как в предыдущем типе, располагается чешуйками и табличками, ориентированными в одном направлении, но более крупными и расположенными близко друг к другу. Небольшие промежутки, остающиеся между чешуйками биотита, заполнены мелкими (до 0,05—0,6 *мм*) зернами олигоклаза и кварца. Гранат встречается в виде более крупных (до 0,2—0,4 *мм*) бесцветных или желтоватых зерен, разбитых трещинами, которые заполнены кварцем. Форма зерен граната несколько изометрична. Вокруг зерен граната в чешуйках биотита замечается изогнутость.

Близ контакта с рапакиви наблюдается гранитизация сланцев и появляется много тонких прожилков, состоящих из зерен альбита, реже — альбит-олигоклаза и кварца, среди которых располагаются мелкие чешуйки биотита (иногда почти нацело хлоритизированные) и вытянутые призмы роговой обманки. Встречаются кварцевые жилки более поздней генерации.

В сланцах вблизи контакта наблюдается обогащение биотитом и полевым шпатом.

Амфиболовые сланцы прослеживаются по берегу Соддер-озера. Среди кварцево-биотитовых сланцев также встречаем участки амфиболовых сланцев, повидимому линзообразной формы, простирание которых, насколько можно судить по редким выходам, не всегда согласно с простиранием сланцев первого типа; это может быть объяснено сильным общим смятием и обилием тектонических нарушений. Амфиболовые сланцы, подобно сланцам первой группы, можно разделить на следующие разновидности, по преобладанию того или иного компонента:

1) кварцево-актинолитовые сланцы,
2) актинолитовые сланцы,
3) актинолито-альбитовые сланцы,
4) актинолито-хлоритовые сланцы.

Первые две разности встречаются часто в виде тонкой перемежаемости, мощностью до нескольких миллиметров. Кроме того в южной части района, вблизи контакта сланцев этого типа с кварцево-полевошпато-биотитовыми сланцами, встречаем актинолитовые сланцы, слагающие большие обнажения.

Макроскопически кварцево-актинолитовые сланцы представлены плотной мелкозернистой породой светлосерого цвета с отчетливо заметными тонкими иглами актинолита. Под микроскопом кварцево-актинолитовый сланец представляет собой мелкозернистый агрегат кварца (крупность зерна 0,05—0,03 *мм*), в котором расположены тонкие иглы и призмы актинолита и мелкие вытянутые зерна пирротина, строго ориентированные в одном направлении. Зерна пирротина располагаются большей частью внутри призм актинолита. Структура отчетливо сланцеватая.

Актинолитовые сланцы являются плотной мелкозернистой породой темнозеленого цвета с отчетливой вытянутостью зерен в одном направлении. Под микроскопом они состоят главным образом из лучистых агрегатов бесцветной роговой обманки — актинолита, хлорита, цоизита, сфена и рудного минерала или (если они встречаются в виде прослоев внутри кварцево-актинолитовых сланцев) — из одной актинолитовой роговой обманки. Последняя в этом случае встречается призмами более крупных размеров (до 0,8—1 × 0,3 *мм*), с весьма часто встречаемыми поперечными сечениями. Вкрапленность рудных минералов (магнетита и пирита) значительно меньшая, чем в кварцево-актинолитовых сланцах.

Актинолито-альбитовые сланцы расположены в южной части района вблизи контакта с рапакиви. Макроскопически они представляют собой темносерые сланцеватые породы. Под микроскопом минералогический состав их следующий: альбит, роговая обманка и в некоторых разностях кварц в незначительном количестве. Наибольшая часть породы представлена обычно лучистыми агрегатами роговой обманки (актинолита), прорастающими тонкими иглами расположенные между ними немногочисленные зерна альбита. Лучистые агрегаты роговой обманки (1 × 0,8 *мм*) расположены и вытянуты по сланцеватости и местами образуют сплошные прослойки. Когда присутствует кварц, он располагается между призмами актинолита в виде мелких зернышек. В качестве акцессорного минерала встречаются редкие зерна пирротина, распределенные равномерно во всей массе породы. Структура лепидобластическая.

Актинолито-хлоритовые сланцы встречены на берегу Соддер-озера. Макроскопически они представлены мелкозернистой сланцеватой породой серо-зеленого цвета. Под микроскопом основная масса состоит из сплош-

ных мелкочешуйчатых агрегатов хлорита; местами среди хлорита видны лучистые кристаллы бесцветной роговой обманки (актинолита). В контакте с часто встречаемыми пегматитовыми жилами амфиболовые сланцы несколько изменены и представлены слоистыми разностями, выраженными чередованиями прослоев роговой обманки зеленого цвета, среди которых видны мелкие зерна кварца, цоизита, сфена и пирита, с прослоями, сложенными цоизитом и клиноцоизитом, эпидотом и тонкими чешуйками хлорита. Иногда встречаются прожилки крупнозернистого кварца с зернами граната, эпидота и кальцита, прорезающие всю породу.

Среди амфиболовых сланцев в виде тонких пачек, мощностью 0,8—1 *м*, встречаем графитизированные сланцы. Последние макроскопически представлены мелкозернистой породой темносинего цвета с графитом, кварцем, с небольшим количеством мусковита и богатой вкрапленностью пирита.

Структура породы кристаллобластическая, текстура узловатая. Очевидно, этот графитизированный сланец является результатом метаморфизации осадочной породы, причем, судя по крупности зерна (0,01—0,02 *мм*), не глинистой, а скорее песчанистой.

Из других сланцев метаморфической толщи в районе следует отметить светлые кварцево-серицитовые сланцы. Распространение их невелико. Они были встречены лишь в двух обнажениях в центральной и юго-западной части района. Минералогический состав их следующий: кварц, серицит, альбит, мусковит, биотит, гематит и иногда гранат. Порода представляет собой мелкозернистый агрегат зерен кварца и чешуек серицита с лепидобластической структурой. В этом агрегате располагаются в виде тонких прерывающихся прослоев изогнутые чешуйки биотита, мусковита и редкие зернышки гематита. Мощность таких прослоев не превышает 1 *мм*. Изредка встречаются крупные, несколько порфирового облика, кристаллы полевого шпата с сильно разъеденными краями и зерна кварца с резким волнистым угасанием.

Кварцево-биотитовые сланцы Улелег чрезвычайно сходны с аналогичными сланцами Туломозера.[1] Они имеют тот же характер гранитизации близ контакта с рапакиви. Чрезвычайно важно, что в сланцах Улелег не встречается жил микроклиновых гранитов постботнийского возраста, тогда как в других районах, где имеются породы более древние, чем граниты постботния, обычно встречаем жилы этого гранита.

При том небольшом материале, который собран нами в течение немногих дней, от суждения о генезисе и возрасте такого сложного комплекса, каким являются сланцы Улелег, следовало бы воздержаться, но некоторые, быть может преждевременные, предположения мы все же считаем возможным высказать. Кварцево-биотитовые сланцы Улелег принадлежат повидимому к породам карельской формации, но вместе с тем следует отметить их сходство с аналогичными сланцами Питкаранты, которые, как известно, финскими геологами считаются более древнего возраста, чем породы этой формации. Если принять их аналогичность сланцам Туломозера, то вместе с этим придется принять их осадочное происхождение.

Что касается амфиболовых сланцев, то аналогичные породы часто встречаются в Карелии, и их считают обычно одной из метаморфических фаций зеленокаменных изверженных пород, в данном случае повидимому более молодых, чем кварцево-биотитовые сланцы. Не исключается также, что некоторые разности биотитовых сланцев получились за счет сланцев амфиболовых, тем более что в контакте с рапакиви замечается биотитизация этих сланцев.

Факт отличия сланцев Улелег от обычных пород карельской формации можно объяснять степенью метаморфизации.

М е т а п е р и д о т и т ы. Породы основной магмы встречаются в Улелегском районе в виде тонких жилоподобных тел, расположенных в толще метаморфических сланцев. Макроскопически они представлены породой темной, серо-зеленого цвета, в которой располагаются многочисленные более темные прожилки и пятна. Порода среднезернистая и во многих случаях позволяет отчетливо наблюдать иголочки тремолита до 2 — $1^1/_2$ *мм* длины или даже его звездчатые вростки. Более темные пятна и прожилки во многих случаях представлены весьма мелкими зернами магнетита, благодаря чему все эти породы при проведении магнитометрической съемки давали сильные аномалии. В северной части планшета количество этих магнетитовых прожилков невелико, и вся порода имеет скорее серо-зеленую окраску, но в южной, вблизи контакта с массивом рапакиви, содержание магнетита значительно возрастает. Под микроскопом наблюдается агрегат пластинок антигорита с вросшими призмами тремолита и табличками оптически положительного хлорита. В некоторых шлифах удается наблюдать остаточные зерна оливина, сравнительно сохранные, и тонко-

---

[1] См. Ж е л у б о в с к и й. К геологическому строению Туломозерского района АКССР. Тр. Петр. инст. Акад. наук. 1934.

чешуйчатый, слабо окрашенный в зеленоватый цвет хлорит-серпентиновый минерал. Наблюдаются тонкие прожилки талька и гематита. Вблизи поверхности появляется корка (до 1 *см* мощности), сложенная крупными чешуйками тремолита (1,5 × 0,2 *мм*) среди вторичного биотита и замещающего его хлорита, с мелкими рудными зернами. Очевидно эта порода является метаперидотитом.

Вблизи контакта метаперидотитов с актинолитовыми сланцами наблюдается появление тремолита и флогопита. Первый дает оторочку мощностью 3—5 *см*, представленную крупнозернистой породой серебристого или светлозеленого цвета, сложенную под микроскопом тонкочешуйчатым зеленым хлоритом, в котором располагаются более крупные зерна тремолита.

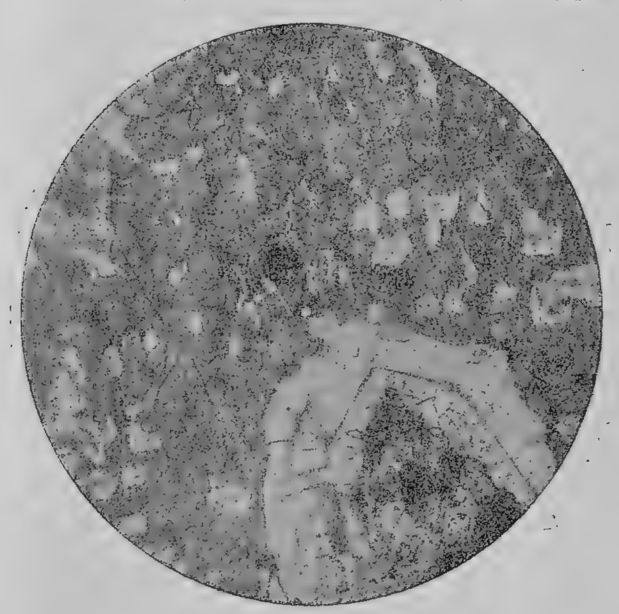


Рис. 4. Кайма альбита вокруг овоида микроклина. × 12, +.
Fig. 4. Albite rim about ovoid of microcline. × 12, +.

В непосредственной близости к метаперидотитам встречается темнокоричневая сильно слюдистая порода, под микроскопом представляющая собой массу флогопитоподобной бледноокрашенной слюды и зерен кварца, среди которой наблюдаются остатки крупных кристаллов тремолита. Изредка встречаются мелкие зерна пирита и пирротина. Присутствие флогопита является некоторым указанием на пневматолитическое воздействие или высокотемпературность контакта.

Метаперидотиты рассекаются пегматитовыми прожилками, что говорит за то, что они старше рапакиви, с которыми связаны пегматиты.

Гранит рапакиви слагает западную и юго-западную часть района. Выходы его встречаем на берегу Соддер-озера по р. Шуе и в других точках района. Возвышенности Акку-ваара и Калливо-ваара в западной части района сложены им же. Массив рапакиви, насколько можно судить по данным точной магнитомерии, является продолжением Туломозерско-Питкарантского массива.

Макроскопически рапакиви Улелег немного отличается по структуре от рапакиви Туломозера; последний более крупнозернистый с крупными овоидами калиевого полевого шпата. В этом отношении рапакиви Улелег ближе к рапакиви Питкаранты. Повидимому это можно объяснить тем, что в Туломозере обнажены более глубокие горизонты массива.

Рапакиви Улелег представлен кирпичнокрасной крупнозернистой породой с дымчато-серым кварцем, зерна которого имеют очертания, близкие к идиоморфным, но как бы немного оплавлены. Под микроскопом рапакиви представляет крупнозернистую породу с овоидной структурой. Минералогический состав его: полевые шпаты, кварц, биотит, хлорит, рудные минералы. Полевые шпаты представлены пертитом, гомогенным микроклином, реже — альбитом. Микроклинпертит встречается крупными выделениями, частично пелитизированными, несколько округленной формы. В некоторых шлифах наблюдается вполне отчетливая решетка микроклина, пертитовые вростки которого представлены альбитом; но в других шлифах среди вростков альбита наблюдаются только остаточные участки щелочного полевого шпата. Микроклин гомогенный встречается гораздо реже чистыми крупными зернами. Альбит в виде отдельных зерен располагается между крупными выделениями микроклин-пертита, иногда окаймляет овоиды калиевого полевого шпата.

Кварц — двух генераций. Первый, в виде крупных зерен диаметром до 2 *мм*, располагается между выделениями полевых шпатов и кварца второй генерации.

Биотит содержится в виде крупных чешуек (размером 0,6 × 0,1 *мм*). Он плеохроирует в коричнево-бурых тонах и содержит многочисленные включения мелких округлых зерен кварца, реже зернышек апатита и гематита. Мелкие чешуйки располагаются в кварце второй генерации. Местами наблюдается сильная хлоритизация биотита. Изредка встречается турмалин. В одном шлифе найдено несколько зерен флюорита, расположенных среди чешуек биотита.

О химическом составе рапакиви Улелег можно судить по имеющемуся анализу. Для сравнения приводим анализ рапакиви Туломозера и Питкаранты.

Химический состав	Рапакиви Туломозерского района		Рапакиви Улелег		Питкаранта. Генеральная проба керна буровой скважины рудника Клара II	
	%	молекулярное количество	%	молекулярное количество	%	молекулярное количество
SiO_2	72,82	1,213	74,27	1,233	75,26	1,264
TiO_2	0,25	—	0,17	—	0,25	—
Al_2O_3	13,80	0,135	12,23	0,120	12,71	0,125
Fe_2O_3	0,87	0,006	0,63	0,004	0,97	0,006
FeO	1,77	0,025	2,28	0,031	1,11	0,016
MnO	0,03	—	0,04	—	0,02	—
CaO	1,04	0,018	1,16	0,021	0,66	0,012
MgO	0,26	0,007	0,27	0,007	0,29	0,007
K_2O	5,39	0,057	4,96	0,052	2,65	0,028
Na_2O	3,25	0,052	2,99	0,047	5,56	0,090
Пот. при прок.	0,38	—	0,56	—	—	—
H_2O гигр.	0,25	—	0,20	—	0,89	—
P_2O_5	—	—	—	—	0,04	—
Sn	нет	—	нет	—	—	—
Сумма	100,11	—	99,82	—	100,41	—
Магматическая формула по Левинсон-Лессингу	$0,3\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8,78\ SiO_2$ $R_2O : RO = 4 : 1$ $\alpha = 5,2$ $\beta = 15$		$1,4\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 13,3\ SiO_2$ $R_2O : RO = 1 : 0,6$ $\alpha = 5,8$ $\beta = 22,7$		$1,5\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9,69\ SiO_2$ $R_2O : RO = 3,37 : 1$ $\alpha = 4,66$ $\beta = 22,22$	
	Лаборатория ЦНИГРИ, анал. Свержинская				J. Sundell по W. Wahl, Die Gesteine des Wiborger Rapakiwi Gebietes. Fennia, 45, № 20	

Как видно из приводимых анализов, химический состав рапакиви трех районов в общем тожественен.

Рапакиви в районе Улелег имеет контакт со сланцами. Контактовое воздействие рапакиви на сланцы выразилось в образовании мигматитов близ контакта. Инъекция рапакиви в толщу сланцев происходила послойно, это особенно отчетливо видно по дороге в Вешкелицы в $1^1/_2$ *км* от Улелег. Там сланцы, имея простирание SW 265°, отделены от рапакиви 20-метровым перерывом. Сланец пронизан жилками гранита и кварца. Здесь он темносерый, более крупнозернистый (возможно в результате перекристаллизации), сильно обогащенный биотитом. Биотитизация амфиболовых сланцев вблизи контакта отмечена в нескольких местах. Это явление ясно выражено вблизи д. Кюрьяло, а также в обнажениях в 1½ *км* от Улелег по дороге в д. Пески.

В рапакиви близ контакта наблюдаются более крупные зерна щелочного полевого шпата, почему овоидная структура гранита выступает отчетливее.

В рапакиви встречаются жилы аплита, обычно плотного, мелкозернистого, красного цвета.

Структура его микропегматитовая; состоит он из микроклин-пертита, альбита, кварца, биотита, небольшого количества флюорита и рудных минералов.

П е г м а т и т ы имеют широкое распространение в районе. Жилы их встречаются и среди гранито-гнейсов, где мощность их обычно невелика (от немногих сантиметров до 2—$2^1/_2$ *м*). Наиболее крупные жилы найдены среди сланцев. Особенно их много в западной части района близ контакта с рапакиви. Пегматиты, залегающие среди сланцев, преимущественно в виде секущих жил, содержат иногда ксенолиты их. Наиболее мощные жилы найдены у д. Кюрьяло. Выходы их находятся по берегу Соддер-озера. Мощность жил доходит до 80 *м*, возможно и больше, и прослеживаются они на сотни метров. Более подробное описание отдельных жил приводится в статье О. Н. Лебедевой, помещенной в этом же номере. Пегматиты крупнозернистые, с крупными выделениями микроклина и кварца. Встречаются в подчиненном количестве мусковит, турмалин и изредка гранат.

Как видно по приведенному в той же статье анализу, пегматит приближается по качеству к высоким сортам керамического сырья.

Работами Карельской оловянной экспедиции Союзредметразведки обнаружен еще ряд жил в западной части района. Несомненно требуется специальная работа по опробованию их.

Жилы пегматита по генезису очевидно следует связывать с гранитом рапакиви. Подтверждением этого является расположение жил большей частью близ контакта, с удалением от которого количество их убывает.

О р у д е н е н и е. С интрузией рапакиви следует связывать сульфидное оруденение,

обнаруженное в районе при помощи геофизических методов. Ряд вскрытых аномалий можно разделить на две категории. Одни из них связаны с сульфидным оруденением в сланцах, другие с магнетитовым в метаперидотитах.

Сульфиды представлены пирротином, пиритом и в подчиненном количестве — халькопиритом, сфалеритом и арсенопиритом. Форма рудных тел повидимому ближе всего к линзам мощностью до 2—3 *м*. В других случаях — это жилки мощностью от нескольких миллиметров до 1—2 *см*. В соседнем Туломозерском районе непосредственно в контакте рапакиви с более древними породами мы неоднократно наблюдали сульфидное оруденение. Повидимому для контактов рапакиви особенно характерен пирротин.

Несколько иного характера оруденение вскрыто разведочными выработками близ дороги из Улелег в Пески около контакта с рапакиви. Это — кварцевая жилка мощностью 5—7 *см*, содержащая галенит, сфалерит, халькопирит, пирит и мышьяковистый колчедан. Сходное с этим оруденение есть и в Туломозерском районе — в месторождении Фаддейн Келья. Полиметаллическое оруденение в Улелегах сопровождается многочисленными кварцево-полевошпатовыми прожилками, прорезающими сланцы, несущими пирротин и пирит.

Чтобы полнее осветить геологию района Улелег, необходимо остановиться на олове, обнаруженном аналитически в результате небольших работ 1933 г., произведенных Ю. Желубовским.

Содержание олова невелико и может быть иллюстрировано приводимой здесь таблицей анализов.

№ образца	Порода	SnO_2 %	Примечания
155	Амфиболовый сланец	0,028	Анализ лаборатории ЛГГГТ
168	Амфиболовый сланец	0,06	
171	Кварцево-биотитовый сланец	0,04	
158	Пегматит	0,02	
181	»	0,04	Анализ лаборатории ЦНИГРИ
185	»	нет	
172	Кварцевая жилка	0,04	
197	Рапакиви	нет	

Следует отметить, что макроскопически олово в Улелегах не обнаружено. При детальном микроскопическом изучении оловосодержащих пород нашей коллекции 1933 г. А. Г. Безденежных обнаружила в одном шлифе кварцево-биотитовых сланцев одно небольшое зерно касситерита. Образец взят южнее д. Чевки. Из опасения, что в данном случае касситерит можно смешать с цирконом, препарат был передан в шлиховую лабораторию ЦНИГРИ, где А. П. Уртьевой была сделана микрохимическая реакция,[1] подтвердившая, что минерал, найденный А. Г. Безденежных, — касситерит. Вполне возможно, что олово находится в виде чрезвычайно мелкодисперсных частиц, рассеянных в породе, или быть может мы имеем дело с твердым раствором какого-нибудь соединения олова. Для Туломозерского района, где также аналитически найдено олово и содержание его выше (до десятых долей процента), был сделан опыт разделения пород на составляющие минералы с последующим анализом минерала. Олово обнаружено качественным анализом в полевом шпате и кварце.

Тектоника, ввиду сложности ее и малой обнаженности района, не может считаться выясненной.

Судя по нашим небольшим материалам, в дополнение к вышеизложенному о залегании пород можно отметить, что в районе Улелег широким распространением пользуются радиальные дислокации, но есть и тангенциальные. Очевидно, наиболее интенсивная тектоническая деятельность происходила до интрузии перидотитов, так как последние, подобно еще более молодым рапакиви, по сравнению со сланцами почти не носят следов тектоники. Структура их массивная, отдельные минералы не катаклазированы, нет микротектонических явлений.

Наиболее интенсивный отпечаток тектонические процессы наложили на сланцы. Сланцы можно разбить на целый ряд участков одинакового простирания, причем в пределах каждого участка, насколько это можно судить по редко расположенным выходам, сланцы также меняют элементы залегания. Так например сланцы в северной части района имеют простирание NE, но в этой же пачке сланцев близ контакта с рапакиви простирание приближается к широтному. Следующая к югу пачка амфиболовых сланцев имеет опять NE простирание, но дальше на юг в пачке кварцево-биотитовых сланцев, не доходя до д. Чевки, простирание меняется на почти меридиональное, в то время как простирание следующей к югу пачки амфиболовых сланцев снова близко к ENE или даже скорее к широтному.

[1] Осаждение из солянокислого раствора метаоловянной кислоты хлористым рубидием хлоростанната рубидия (Rb_2SnCl_6).

Что касается падения, то, будучи чрезвычайно непостоянным, оно меняется по величине угла падения в небольших пределах, оставаясь крутым, почти вертикальным, с отклонением редко больше 15° в ту или противоположную сторону. Очевидно, такое непостоянство элементов залегания связано со складчатостью. Сланцы, будучи поставлены почти на голову, собраны в складки с осями, параллельными простиранию. Повидимому имеется и более крупная складчатость, но она замаскирована интенсивной складчатостью второго и, быть может, третьего порядка. Подобное явление можно наблюдать во многих районах Карелии (Туломозеро, Сегозеро, Медвежья Гора и т. д.). Можно предположить, что в районе имеется антиклинальная складка, к ядру которой приурочены породы основной магмы — метаперидотиты, покрываемые сланцами метаморфической толщи, собранными в более мелкую складчатость. Направление ее NE 30—45°. Мелкая складчатость особенно хорошо наблюдается на больших обнажениях в южной части района, где отчетливо видно чередование синклинальных и антиклинальных перегибов. Характерно, что по мере удаления от контакта с рапакиви складки становятся более пологими и широкими. Для северной части района трудно говорить о складчатости. Кроме складчатости имеется еще плойчатость, наблюдаемая в южной части района. Широким распространением в районе пользуются радиальные дислокации. Часть из них сопровождалась разломами, выполненными жильными образованиями, например пегматитами и жилами кварца. Направление этих тектонических нарушений большею частью приближается к широтному. Но есть тектонические нарушения, сопровождаемые жилами кварца, имеющие направление, близкое к меридиональному.

Некоторые тектонические нарушения произошли позже, чем закончился процесс образования пегматитов, но все же они относятся к тому времени, когда еще была деятельность гидротерм. Примером может служить тектоническое нарушение, сопровождаемое зоной смятия мощностью около 1,5 *м*, которое было встречено в разведочной канаве, проведенной примерно в $1^1/_2$ *км* от д. Улелег на NE вблизи массива рапакиви. В этой зоне наблюдается образование брекчиевидных участков, появление ряда кварцевых жилок мощностью от 2 до 10 *см* и образование вокруг них серицитовых каемок. Направление плоскости тектонического нарушения почти меридиональное, угол падения 90°.

Большое количество радиальных дислокаций гораздо моложе по возрасту, чем наиболее молодые изверженные породы. Плоскости этих дислокаций пересекают все жильные образования, к ним же жильные образования не приурочены. Направление их непостоянно, но чаще повидимому близко к широтному.

IV. В заключение необходимо отметить, что район Улелег несомненно заслуживает проведения в нем дальнейших геолого-разведочных работ, — в частности для выяснения возможности использования пегматитов. Примерно в 30 *км* к северу от Улелег находятся месторождения сульфидов Чалко-сельга. Судя по результатам разведки, эти месторождения будут служить объектом разработок. В самом районе Улелег также есть сульфиды.

Вполне обоснованно предполагать, что между Улелегами и Чалко-сельгой будут найдены еще месторождения сульфидов, и быть может в этой части Карелии возникнет новый промышленный центр, комплексно использующий полезные ископаемые района Чалка — Улелеги.

To the geological description of the region of Ulelegi Village in the Karelian ASSR

By *J. Jelubovsky* and *O. Lebedeva*

Summary

The region of Ulelegi Village lies in Western Karelia, 105 km west of Petrozavodsk and 15 km south of Siamozero.

An essential part in the relief of the region play accumulative glacial formations. Judging from the glacial striation the glacier has been moving here from west to east.

The oldest rock of the region is a plagioclase gneiss-granite which has been subjected to the action of younger microcline granites. The latter may conditionally be referred to the Post-Botnian. They occur among the former as dikes and irregular intrusive bodies.

Next in age are schists, showing a wide distribution in the region. They may be divided in two groups, i. e. — of quartz biotite and

amphibole schists. Graphitic and sericite schists play a subordinate part. As to their age, these schists appear to belong to the rocks of the Karelian formation. Genetically, they are sedimentary and igneous greenstone metamorphic rocks.

The schists are traversed by dike-like intrusions of metaperidotites.

In the western part of the region a rapakivi is cropping out which, judging from geophysical data, belongs to the same massif as that exposed at Tulomozero and in Pitkaranta. Connected with the rapakivi are pegmatite veins which are widely distributed in the region. The pegmatite of these veins appears to be wholly fit for use in ceramics.

Besides this, in the region occurs a small pyrrhotite deposit which, genetically, is also connected with the rapakivi.

Улелегское месторождение пегматитов

М. И. Рохлин и Е. В. Соловьева

Улелегское месторождение пегматитов расположено в $1^1/_2$—2 *км* к северо-западу от д. Улелеги Пряжинского района Карельской АССР. Район месторождения представляет собой плоское залесенное пространство, местами заболоченное. Наиболее крупной рекой района является Шуя, впадающая в 4—6 *км* от Улелег в Соддер-озеро.

Геология

В геологическом строении района месторождения принимают участие огнейсованные граниты, роговообманковые сланцы, гранатовые гнейсы, метаперидотиты и породы комплекса гранита рапакиви.

Наибольшим распространением на обследованном планшете между р. Шуей и Соддер-озером пользуется свита роговообманковых сланцев и граниты рапакиви; совершенно подчиненную роль в геологическом строении играют метаперидотиты и единичные мелкие выходы гранатовых гнейсов. В пределах планшета по правому берегу р. Шуи выступают огнейсованные граниты.

Роговообманковые сланцы.

Макроскопически роговообманковые сланцы представляют собой мелкозернистые породы, зеленовато-черные в почти чисто-роговообманковых разновидностях (амфиболиты), темносерые и серые в полевошпатовых и кварцево-полевошпатовых. Кристаллизационная сланцеватость, обусловленная вытянутостью кристаллов роговой обманки в одном направлении, всегда ясно выражена. Сланцы можно разделить на следующие четыре группы: а) амфиболиты, б) плагиоклазо-роговообманковые сланцы, в) роговообманково-пироксеновые сланцы, г) роговообманково-кварцево-плагиоклазовые сланцы.

а) Структура амфиболитов порфиробластическая; порфиробласты представлены зеленой роговой обманкой. Основная ткань, нематобластической структуры, состоит из роговой обманки, цоизита, сфена, рудного минерала и альбита. На роговую обманку приходится 80—90% состава всей породы.

б) Плагиоклазо-роговообманковые сланцы от амфиболитов отличаются меньшим содержанием роговой обманки, составляющей 70—80% породы, содержанием олигоклаза и незначительных количеств биотита.

В амфиболитах и плагиоклазо-роговообманковых сланцах нередки участки бласто-пойкило-офитовой структуры и реликты миндалин. Это обстоятельство указывает, что амфиболиты и плагиоклазо-роговообманковые сланцы образовались за счет основных эффузивов.

в) Роговообманково-пироксеновые сланцы обладают нематобластической структурой основной ткани. В состав их входят пироксен, роговая обманка, цоизит, альбит, сфен, рудный минерал, кварц и кальцит. Судя по минералогическому составу и по крупности зерен пироксена и скоплений цоизита, эта группа сланцев вероятно образовалась за счет плагиоклазового пироксенита или меланократового габбро.

г) Роговообманково-кварцево-плагиоклазовые сланцы обладают гранобластической основной тканью с участками диабластической структуры. Порода состоит из олигоклаза, кварца, роговой обманки, биотита, сфена, рудного минерала, апатита и циркона. Наличие диабластической структуры в роговообманковых участках и широкое развитие процессов биотитизации роговой обманки свидетельствуют о процессах ороговикования.

Рассланцованные амфиболиты, плагиоклазо-роговообманковые и роговообманково-пироксеновые сланцы чередуются друг с другом отдельными прослоями и участками, то резко отграниченными друг от друга, то связанными постепенными переходами. Роговообманково-кварцево-плагиоклазовые сланцы, подвергшиеся частичному ороговикованию, связаны постепенными переходами с другими разновидностями роговообманковых сланцев,

слагая краевые части участков последних, близкие к массиву рапакиви или к пегматитовым телам, генетически связанным с рапакиви.

Направления кристаллизационной сланцеватости даже на соседних участках, расположенных на расстоянии 20—25 *м* друг от друга, нередко отличаются на 30—40° при сохраняющемся вертикальном или близком к вертикальному падении. Весь участок роговообманковых сланцев представляет собой сложную мозаику отдельных мелких глыб, вероятно сброшенных и сдвинутых друг относительно друга и поэтому имеющих различно ориентированную кристаллизационную сланцеватость.

Параллельно кристаллизационной сланцеватости роговообманковые сланцы рассечены многочисленными жилами пегматитов и, реже, аплитов.

Контакт роговообманковых сланцев и огнейсованных гранитов скрыт под наносами. Повышенные магнитные аномалии над контактом огнейсованных гранитов и роговообманковых сланцев и общий ход кривых магнитного напряжения показывают, что к контакту приурочена полоса тектонически нарушенных пород, круто падающая на восток. Интенсивные проявления тектонических нарушений в толще роговообманковых сланцев и наличие тектонической зоны в контакте роговообманковых сланцев и огнейсованных гранитов указывают на то, что роговообманковые сланцы тектонически налегают на огнейсованные граниты.

В контактах с рапакиви и в меньшей степени с пегматитами и аплитами роговообманковые сланцы подвергаются ороговикованию.

По возрасту роговообманковые сланцы относятся В. М. Тимофеевым и Ю. С. Желубовским к карельской формации (ятулий).

Р а п а к и в и. Рапакиви занимает всю южную часть описываемого участка.

Макроскопически гранит рапакиви представляет собой кирпично-красную крупнозернистую породу, в которой простым глазом легко различить кристаллы красного полевого шпата, дымчатого идиоморфного кварца, реже — бесцветные ксеноморфные кристаллы кварца второй генерации и биотита. Под микроскопом структура гипидиоморфно-зернистая. В состав породы входят следующие минералы: микроклин, плагиоклаз зональный, от № 24 в ядре до № 4 с краев зерен, кварц, биотит, циркон, апатит, пирит, хлорит, эпидот. Иногда присутствуют также флюорит и монацит.

Эндоконтактовые изменения рапакиви наблюдаются как около огнейсованных гранитов, так и около роговообманковых сланцев. Они проявляются лишь в непосредственной близости к вмещающим породам, в наблюдавшихся обнажениях не далее одного метра от них, и выражаются в смене обычных крупнозернистых и равномернозернистых рапакиви порфировидными гранитами с неравномернозернистой основной массой. Местами наблюдаются также небольшие гнезда аплита размером в несколько сантиметров в поперечнике. Все эти породы связаны быстрыми, но постепенными переходами.

Громадные размеры массива рапакиви (он соединяется с Туломозерским и Питкарантским массивами), однообразие пород массива и жильных фаций, малая мощность эндоконтактовой зоны и широкое развитие разнообразных пегматитов с несомненностью указывают на глубинный характер интрузии рапакиви. Породы комплекса гранита рапакиви являются наиболее молодыми породами для нашего района. Интрузию их, по аналогии с хорошо изученными районами Финляндии, В. М. Тимофеев относит к иотнийскому времени.

А п л и т ы образуют тонкие жилы, не более 0,5 *м* мощности, секущие роговообманковые сланцы параллельно кристаллизационной сланцеватости и располагающиеся в них не далее 20—25 *м* от контакта массива рапакиви. На несомненную связь этих жильных пород с рапакиви указывает их полная тожественность с теми аплитами, которые присутствуют в эндоконтактовых зонах массива рапакиви и связаны с последним постепенными переходами через порфировидные граниты.

П е г м а т и т ы залегают в виде маломощных жил в огнейсованных гранитах и в виде жил, мощностью до 40 *м*, длиной до 300 *м*, и неправильной формы тел, размером до 100 × 200 *м*, в роговообманковых сланцах. Жилы обычно залегают согласно с направлением кристаллизационной сланцеватости сланцев. Самое крупное пегматитовое тело приурочено к нарушенной полосе пород в контакте огнейсованных гранитов и роговообманковых сланцев.

О г н е й с о в а н н ы е г р а н и т ы слагают большой массив, расположенный на правом берегу р. Шуи.

Макроскопически огнейсованные граниты в большинстве случаев представляют собой мелкозернистые розовые лейкократовые породы, состоящие в основном из полевого шпата и кварца. Биотит присутствует в незначительном количестве в виде мелких чешуек. Лишь изредка отдельными полосами незначительной мощности встречаются более темные розовато-серые разновидности огнейсованных гранитов. Более темный цвет их

обусловлен наличием большего количества биотита.

Под микроскопом структура породы гипидиоморфно-зернистая, часто с ясно выраженным идиоморфизмом полевых шпатов по отношению к кварцу. Огнейсование сказывается очень слабо в линейном расположении чешуек биотита и в образовании отдельных мелких и редких участков гранобластической структуры. Порода состоит из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита, апатита и пирита.

Направление огнейсования обычно близко к широтному, колеблясь в пределах от SW 260° до NW 300°. Падение — в разные стороны, от близких к вертикальному до 60—65°.

В контакте с рапакиви огнейсованные граниты изменений не несут. В рапакиви при приближении к контакту с огнейсованными гранитами совершенно ясно наблюдается смена равномернозернистых рапакиви порфировидными разновидностями.

В направлении огнейсования и перпендикулярно огнейсованию, огнейсованные граниты рассекаются жилами мелкозернистых пегматитов, мощность которых обычно невелика, лишь изредка достигая 6 *м*.

По данным В. М. Тимофеева и Ю. С. Желубовского, по возрасту огнейсованные граниты относятся к постботнию.

Метаперидотиты встречены в восточной части описываемого участка, вблизи Соддер-озера. Выходы их образуют полосы шириной до 20 *м*, длиной до полукилометра.

Макроскопически метаперидотиты представляют собой среднезернистые темнозеленые с синеватым оттенком породы, состоящие из различно ориентированных шестоватых кристаллов тремолита. Часто порода рассечена системой тонких изгибающихся жилок магнетита, то параллельных между собой, то пересекающихся под углом близким к прямому, и содержит мелкие пятна магнетата.

Под микроскопом структура породы главным образом нематобластическая, местами реликтовая гипидиоморфно-зернистая. В состав породы входят: тремолит, диопсид, серпентин, оливин, магнетит, шпинель, тальк, хлорит.

Наличие участков реликтовой гипидиоморфно-зернистой структуры, а также псевдоморфоз по оливину и участков неизмененных оливина и пироксена дает основание утверждать, что мы имеем дело с измененными перидотитами. В метаперидотитах наблюдаются многочисленные мелкие зоны смятия, в которых продукты разрушения минералов, входивших в состав породы, превращены в магнетит и хлорит. В тех случаях, когда эти зоны образуют две взаимно перпендикулярные системы, порода приобретает брекчиевидный характер.

Метаперидотиты залегают в роговообманковых сланцах в виде двух пластовых даек или послойных интрузий. Последующие процессы метаморфизма изменили весь комплекс основных эффузивных и, вероятно, переслаивавшихся с ними туфогенных и, секущих (?) те и другие, жильных или гипабиссальных перидотитов. Интенсивное проявление регионального метаморфизма привело к тому, что слабое контактовое воздействие перидотитов на породы эффузивно-туфовой толщи, если оно и было, сейчас совершенно затушевано, и в ряде обнажений мы не можем установить резкого контакта между роговообманковыми сланцами и метаперидотитами.

Гранатовые гнейсы. Выход гранатовых гнейсов был встречен на левом берегу р. Шуи, около 2 *км* вверх от д. Улелеги. Они слагают участок площадью примерно 20 × 20 *м*.

Макроскопически гранатовые гнейсы представляют собой мелкозернистые темносерые до черных породы, в которых простым глазом ясно различимы мелкие чешуйки биотита, а в лупу — также зерна кварца и полевого шпата.

Под микроскопом структура гранатовых гнейсов порфиробластическая. Порфиробласты представлены гранатом, измененным в биотит и хлорит. Основная ткань гранобластической структуры состоит из кислого плагиоклаза, кварца, биотита, хлорита, рудного минерала, турмалина и иногда сфена и серицита.

Послойное чередование участков со следами сохранившейся реликтовой псаммитовой и пелитовой структуры позволяет думать, что гнейсы образовались за счет осадочных пород. Изменение граната в хлорит и биотит с несомненностью доказывает, что гранатовые гнейсы подверглись процессу регрессивного метаморфизма — диафторезу. Гранатовые гнейсы, обнажающиеся на левом берегу Шуи, залегают в виде ксенолита в мощном пегматитовом теле и несут ясные следы ороговикования. Кристаллизационная сланцеватость их имеет направление NE 55°, падение SE под углом 80°.

Неоднократно повторявшиеся однородные фазы метаморфизма, следы которых несут гранатовые гнейсы, дают основание предполагать, что эти породы являются наиболее древними для описываемого участка.

Пегматиты

Пегматитовые жилы и неправильной формы тела располагаются на небольших расстояниях от массива рапакиви, веерообразно

относительно последнего. В большинстве они приурочены как к тектоническим зонам в толще сланцев, так и к тектоническому контакту между сланцами и огнейсованными гранитами. Остальные пегматитовые тела являются преимущественно пластовыми.

На несомненную связь рапакиви и пегматитов указывает наличие в последних, особенно в маломощных жилах, гнезд аплита, связанных постепенными переходами с пегматитами. Аплиты пегматитовых жил совершенно тожественны с аплитами эндоконтактовых частей массива рапакиви.

I. Минералогический состав пегматитов довольно однообразен. Главными минералами пегматитового тела являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, мусковит; акцессорными — турмалин, апатит, гранат, биотит, циркон, пирротин, магнетит, пирит.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т представлен микроклином с хорошо выраженной двойниковой решеткой и несдвойникованной разновидностью. Изредка встречаются пертитовые прорастания. Обычно микроклин слегка пелитизирован и серицитизирован.

П л а г и о к л а з, альбит-олигоклаз № 5—10, редко до № 20, представлен зернами с нечеткими полисинтетическими двойниками с ясно выраженным катаклазом, обусловившим волнистое угасание и изогнутость полисинтетических двойников; округлые зерна плагиоклаза разбиты трещинками, залеченными кварцем (рис. 2).

К в а р ц. Макроскопически и под микроскопом различаются три разновидности кварца: кварц ксеноморфный, кварц идиоморфный и кварц графических вростков.

Ксеноморфный кварц присутствует в породе в виде неправильной формы зерен с зубчатыми краями и волнистым угасанием.

Для идиоморфного кварца характерны хорошо выраженная кристаллографическая огранка и ровное угасание. Нередко кристаллы идиоморфного кварца заключены в ксеноморфных, волнисто гаснущих зернах кварца.

Ихтиоглиптовый кварц, пользующийся широким распространением в графических структурах, закономерно прорастает полевой шпат в виде иероглифов. Наиболее часто ихтиоглипты приурочены к микроклину, но встречаются и в плагиоклазе. Размеры графических вростков кварца самые разнообразные — от криптографических, едва различимых при пятом увеличении, до 2 *см* в поперечнике.

М у с к о в и т обладает хорошо выраженными шестиугольными ограненинями. С кварцем мусковит нередко образует письменные срастания, которые можно наблюдать и макроскопически (рис. 3). Всего чаще мусковит располагается в кварце или на границе кварцевых и полевошпатовых зерен; в шпатах — по трещинам спайности. Т у р м а л и н образует кристаллы длиной до 15 *см*, обычно сильно трещиноватые, с трещинами, залеченными кварцем. Иногда турмалин заполняет трещинки в пегматите; часто в срастании с кварцем, полевым шпатом и апатитом. А п а т и т присутствует в виде прекрасных кристаллов длиной до 3 *см*. Иногда образует сростки с кварцем, полевыми шпатами и турмалином. Г р а н а т представлен альмандином, нередко содержит вростки кварца в виде иероглифов некрупных зерен (рис. 4) и изредка — включения рудных минералов. Б и о т и т образует скопления мелких чешуек в трещинах кварцевых и полевошпатовых зерен, часто образует срастания с мусковитом, частично хлоритизирован. Ц и р к о н изредка встречается в виде мелких, хорошо образованных кристаллов. Р у д н ы е м и н е р а л ы представлены пирротином, пиритом и магнетитом. Они присутствуют в небольшом количестве, скопляясь преимущественно по трещинам спайности в полевых шпатах и мусковите, иногда также вместе с турмалином заполняют трещины в пегматите.

II. Среди пегматитов выделяются четыре разновидности, характеризующиеся различными структурами, количественными соотношениями составляющих минералов и характером воздействия на вмещающие породы.

М е л к о з е р н и с т ы е розовые пегматиты состоят из кристаллов размером 2—3 *см* в поперечнике. Полевой шпат — микроклин и плагиоклаз, розовый, часто содержит графические и зернистые вростки серого кварца. В незначительном количестве присутствует мусковит размером до 0,5 *см* в поперечнике. Мусковит приурочен главным образом к неправильной формы скоплениям кварца и значительно реже встречается в ихтиоглиптах кварца в полевом шпате. Изредка встречаются мелкие кристаллы розового граната.

Под микроскопом мелкозернистые пегматиты имеют графические и апографические структуры.

Эта разновидность пользуется широким распространением в огнейсованных гранитах и роговообманковых сланцах.

С р е д н е з е р н и с т ы е розовые пегматиты состоят из кристаллов размером в поперечнике обычно 25—30 *см*; в составе их: розовый полевой шпат, кварц светлосерый и темносерый, иногда в графических прорастаниях в полевом шпате, причем размеры иероглифов и вростков ксеноморфных зерен кварца достигают 0,5—1 *см* в поперечнике. Кроме полевого шпата и кварца эти пегмати-

*

ты содержат относительно большое количество мусковита размером до 3—4 *см* в поперечнике; более мелкие пластинки в 1—1,5 *см* образуют довольно крупные скопления. Часто встречаются гнездовые скопления турмалина и более мелкие — биотита. В небольших количествах присутствует также голубой апатит. Под микроскопом имеют графические и апографические структуры.

Среднезернистые пегматиты секут мелкозернистые различными по мощности жилами в разных направлениях. Они залегают среди мелкозернистых пегматитов или в роговообманковых сланцах, иногда превращая последние в гранатовые роговики. Это наиболее широко распространенная разновидность пегматитов. Вместе с мелкозернистыми пегматитами они составляют примерно 95% общей цифры выявленных запасов.

Крупнозернистые розовые пегматиты характеризуются размером кристаллов кварца и полевого шпата, имеющих более 0,8 *м* в поперечнике. Количество турмалина и мусковита в них очень невелико. Полевой шпат в них обычно представлен розовым микроклином, часто содержит графические вростки серого кварца, размеры иероглифов которого достигают 2 × 10 *см*. Кварц образует ветвящиеся жилы, секущие блоки полевого шпата. Кварц двух генераций — светлосерый и темносерый.

Под микроскопом крупнозернистые пегматиты имеют пегматоидную структуру. Они вскрыты лишь одним шурфом, поэтому соотношения их с другими разновидностями пегматитов остались невыясненными.

Белые пегматиты характеризуются размером кристаллов, достигающих в поперечнике 10—25 *см*. Они содержат, по сравнению с другими разновидностями пегматитов, максимальное количество зеленоватого мусковита, турмалина, апатита, пирротина; под микроскопом имеют графические и апографические структуры. Белые пегматиты залегают в виде неправильных, различных по мощности жил в краевых частях крупных пегматитовых тел. Роговообманковые сланцы, вмещающие жильные тела, сильно мусковитизированы, содержат гранаты и вкрапленность пирротина.

III. Наиболее крупное и в промышленном отношении наиболее интересное пегматитовое тело залегает в северо-западном углу планшета, в полосе тектонически нарушенных пород, в контакте огнейсованных гранитов и роговообманковых сланцев. В длину оно прослежено на 900 *м*, при видимой ширине от 100 до 450 *м*, и имеет форму штока.

В западной части этого штока шурфом № 68 вскрыты крупнозернистые розовые пегматиты; восточная часть сложена белыми пегматитами, содержащими большое количество мусковита и турмалина. В южной части, в контакте с роговообманковыми сланцами, расположены белые пегматиты, которые в непосредственной близости к контакту содержат много мусковита, а в 3—4 *м* от него состоят почти нацело из белого плагиоклаза и кварца. Розовые среднезернистые и мелкозернистые пегматиты составляют не менее 90% всей массы пегматитов описываемого штока, причем первые несколько преобладают над вторыми. Розовые мелкозернистые и среднезернистые пегматиты приурочены ко всей средней и северной частям штока.

Мощные пегматитовые жилы и неправильной формы тела, залегающие в роговообманковых сланцах и расположенные вблизи Соддер-озера, сложены главным образом розовыми среднезернистыми пегматитами.

Для всех разновидностей пегматитов почти во всех пегматитовых телах характерно наличие гнезд пегматитов графической структуры различной крупности зерна. Как правило, кроме полевого шпата и кварца, других минералов в этих участках не содержится. Кроме того в телах, сложенных мелкозернистыми и среднезернистыми розовыми и белыми пегматитами, имеются гнезда, состоящие исключительно из мелких кристаллов полевых шпатов. Такие графические и полевошпатовые гнезда являются ценным материалом, дающим повышенный выход керамического сырья.

IV. Исследования Всесоюзного научно-исследовательского института керамики, произведенные над образцами полевого шпата, пегматита и кварца крупнозернистой разновидности из шурфа № 68, дали следующую характеристику материала:

Химический состав (в процентах)

Химический состав	Полевой шпат	Кварц
SiO_2	65,13	97,89
TiO_2	—	не определен
Al_2O_3	19,46	» »
Fe_2O_3	0,16	0,03
CaO	0,34	не определен
MgO	следы	» »
K_2O	12,63	» »
Na_2O	2,17	» »
SO_3	0,17	» »
Пот. при прок.	0,13	» »

Огневые испытания. а) Температура плавления определялась в электрической криптоловой печи сравнительно с контроль-

ными конусами при подъеме температуры 4—5° в минуту. Материалы для испытания взяты тонкомолотые (сито 6 400 отв/$см^2$). Температуры плавления оказались: для полевого шпата — ЗК 8, для пегматита — ЗК 10.

б) Степень чистоты материала определялась путем сплавления на ЗК 12 (1 350° С) материалов в молотом виде (сита 900, 2 500 и 6 400 отв/$см^2$ с остатком 1—3%). Все исследованные образцы — полевой шпат, пегматит и кварц при любой крупности измельчения дают сплавы и спеки чисто-белые, без «мушки». Таким образом по чистоте материалы являются высокосортными.

В фарфоровые массы на полевошпатовом материале вводился кварц и просяновский каолин. При введении пегматита в шихту учитывался кварц, находящийся в нем в количестве 20%. Тонкость размола была такова, что остаток на сите в 10 000 отв/$см^2$ колебался в пределах 0,8—0,9%. Пробные пластинки обжигались на ЗК 10 и ЗК 14.

Результаты испытаний таковы:

	На полевом шпате	На пегматите
Полное водосодержание в процентах	21,3	22,2
Воздушная усадка „ „	3,2	3,8
Полная усадка при ЗК 10 „	13,6	13,4
Полная усадка при ЗК 14 „	12,6	12,8

Все массы при обжиге на все температуры дают черепки белые, без «мушки», по внешнему виду совершенно не отличающиеся от черепков массы, изготовленной на полевом шпате месторождения «Панфилова варака».

На основании результатов испытаний, Керамический институт устанавливает, что полевой шпат, пегматит и кварц крупнозернистых пегматитов, вскрытых шурфом № 68, могут быть использованы в фарфоро-фаянсовой промышленности для высококачественных изделий, а полевой шпат кроме того может служить также предметом экспорта.

Полевошпатовый материал среднезернистых и мелкозернистых пегматитов подвергался лишь обжигу в кусках. Обожженный на ЗК 10 полевой шпат как чистый, так и с вростками кварца, дает белый сплав с очень редкими мелкими выплавками оранжевого и черного цвета, т. е. вполне пригоден для фарфоро-фаянсовой промышленности.

Возможно, что более подробные исследования полевошпатового сырья среднезернистых и мелкозернистых пегматитов покажут, что и они относятся к высокосортным, так как ни макроскопически ни микроскопически полевые шпаты розовых пегматитов разных структур друг от друга ничем, кроме величины кристаллов, не отличаются.

V. В подсчет запасов вошли лишь наиболее крупные пегматитовые тела. Четыре жилы, мощность которых меньше 15—20 *м*, во внимание не принимались. Запасы подсчитаны по категории C_1. В подсчет вошли те участки, на которых густота выходов пегматитов и сети выработок, вскрывающих их, 30—50 *м* друг от друга, причем в этих промежутках выходы вмещающих пород отсутствуют полностью. Таких участков семь:

участок I — площадь его равна 75 625 $м^2$;
участок II — восточнее участка I; площадь 27 500 $м^2$;
участок III — площадь 25 500 $м^2$;
участок IV — на возвышенности, что к северо-западу от моста по дороге Улелеги — Пески; площадь 22 500 $м^2$;
участок V — у д. Кюрьяло; площадь 42 500 $м^2$;
участок VI — около д. Кюрьяло, на берегу Соддер-озера; при подсчете во внимание принята та его часть, которая удалена от берега; площадь 7 500 $м^2$;
участок VII — площадь 3 750 $м^2$.

Таким образом площадь распространения пегматитов, оконтуренная по достаточно густой сети выходов, равна 204 875 $м^2$, или, за округлением, 200 000 $м^2$. Удельный вес пегматитов 2,5. Поэтому выход пегматитов с одного метра углубки составит 500 000 *т*. Глубина принимается в 10 *м*, суммарный запас по всем участкам 5 000 000 *т* (ориентировочно). Несомненно, на глубине 10 *м* пегматитовые тела не выклиниваются. На этой цифре мы останавливаемся лишь потому, что до глубины 10 *м* добычу породы можно вести открытыми работами, и выдача ее на поверхность не представит особой трудности.

Розовые среднезернистые и мелкозернистые пегматиты составляют примерно 93—95% общего количества подсчитанных запасов.

Приведенные цифры запасов не являются предельными для месторождения. Несомненно, что разведочные работы выявят новые солидные запасы, особенно по самому крупному пегматитовому телу I, II, и III участков.

VI. Для каждой разновидности пегматитов характерен свой выход керамического сырья.

Содержание кварца в розовых крупнозернистых пегматитах составляет 35—40%, а количество турмалина и мусковита в них ничтожно; выход керамического сырья близок к 100%.

Розовые мелкозернистые пегматиты содержат заметные количества мусковита, а среднезернистые — также турмалина, биотита и апатита; для определения выхода полевошпатового сырья из этих разностей мы применяли рудоразборку. Материал пробы, весом 50—70 *кг*, дробился до кусков крупностью $1^1/_2$—2 *см* в поперечнике, и от него отбирались куски как чистого полевого шпата, так и содержащего вростки кварца. Выход полевошпатового сырья для мелкозернистых пегматитов составил 36,5%, из них чи-

стого полевого шпата 2% и полевого шпата с вростками кварца 34,5%.

В среднезернистых розовых пегматитах выход полевошпатового сырья 19,5%, поровну чистого полевого шпата и полевого шпата с вростками кварца.

В пробу отбирались куски, состоящие только из полевого шпата и кварца; куски, содержащие хотя бы мелкие чешуйки мусковита, отбрасывались. Так как незначительная примесь мусковита не понижает качества керамического материала, то выход керамического сырья будет несколько выше цифр, характеризующих выход полевошпатового сырья. Кроме того при рудоразборке совершенно не учитывался выход кварца, который также находит себе применение в керамике в качестве составной части фарфоровых масс. Поэтому выход керамического сырья из розовых среднезернистых и мелкозернистых пегматитов будет на 5—7% выше выхода полевых шпатов и для первых вероятно составит не менее 25, а для вторых — 40%.

Выводы

1. Учитывая большие запасы пегматитов, достаточный выход полевошпатового сырья, пригодность его для фарфоро-фаянсовой промышленности и благоприятные экономические условия района, следует считать, что улелегские пегматиты безусловно являются промышленно интересным объектом, заслуживающим разведки.

2. В первую очередь шурфовыми работами следует проверить блок наиболее ценных крупнозернистых пегматитов, вскрытых шурфом № 68.

3. Так как розовые среднезернистые и мелкозернистые и белые пегматиты требуют обогащения, то следует разработать рациональные методы последнего.

4. Учитывая довольно широкое распространение мусковита, особенно в розовых среднезернистых пегматитах и тонких жилах белого пегматита, не следует упускать из вида возможности встретить гнезда пегматитов, содержащие промышленные скопления слюд. Поэтому при разведке пегматитов как керамического сырья следует опробовать наиболее ослюденелые участки и на слюду.

5. Строительство Кондопожского пегматитового завода является благоприятным фактором в оценке улелегских пегматитов, так как они расположены значительно ближе к заводу, чем пегматитовые месторождения северной Карелии.

6. Строительным и крепежным лесом и древесным топливом Улелегский район вполне обеспечен. Река Шуя и Соддер-озеро могут удовлетворить потребности в воде крупного промышленного предприятия и позволяют организовать гидросиловое хозяйство.

The Ulelegi Pegmatite Deposit

By *M. Rokhlin* and *E. Solovyova*

Summary

The Ulelegi deposit of ceramic pegmatites is situated 110—120 km north-west of Petrozavodsk City.

In the geological structure of the region take part garnet gneisses bearing distinct traces of diaphtoresis, Post-Botnian pink gneissose granites, tectonically overlain by hornblende schists, referred, as to their age, to the Karelian system, and rapakivi granite. The intrusion of the latter belongs to the Jotnian age. Genetically allied to the rapakivi granite are various pegmatites, forming huge bodies of irregular shape and thick veins enclosed in hornblende schists. The largest and industrially most interesting pegmatite body is confined to the contact of the gneissose granites with the hornblende schists. It has been traced for a length of 900 m, by a width of from 450 to 100 m.

Basing upon differences in their mineral composition, textures and type of action upon the enclosing rocks the following four varieties of pegmatites have been distinguished: 1) pink fine-grained pegmatites, 2) pink medium-grained pegmatites, 3) pink large-grained pegmatites, and 4) white pegmatites.

The chief component minerals of the pegmatite body are microcline, plagioclase, quartz, muscovite; the accessory ones: tourmaline, biotite, apatite, zircon, pirrhotite, magnetite, pyrite.

Ceramic tests of the pink large-grained pegmatite consisted in its chemical analysis, fire tests, tests in porcelain masses. Investigations showed that, by the purity of material the pink large-grained pegmatite presents a high grade raw product, while the felspar may also serve as an object of export, provided its reserves be sufficiently large.

The felspar of the pink fine- and medium-grained pegmatites was tested in lumps on S cones 10. The experiment proved its being wholly fit for use in porcelain and earthenware industry.

The production of raw ceramic material from the pink large-grained pegmatites makes up nearly 100% of the rock, from the pink medium-grained pegmatites not below 20%, from the pink fine-grained pegmatites 36%. Thus, before calcination, the fine-and medium-grained pegmatites are to be refined.

Пегматиты Улелегского района

О. Н. Лебедева

I. Введение

Пегматитовые жилы Улелегского района чрезвычайно многочисленны.

Особенного развития они достигают вблизи контакта с массивом гранита рапакиви на участке, расположенном между д. Улелеги и д. Пески.

Здесь встречаются пегматитовые тела, разнообразные как по форме, так и по типу пегматита.

Район деревни Улелеги впервые был описан Ю. С. Желубовским в его неизданном отчете 1933 г. Геологическая карта района составлена Желубовским, а сам район входит в общую геологическую карту Карелии (масштаб 1 : 1 000 000), составленную проф. Тимофеевым.

Автор работал в районе д. Улелеги летом 1934 г., производя детальное картирование. Бо́льшему пониманию взаимоотношений геологических тел при значительной залесенности района значительно помогало то, что на этом же участке производились многочисленные выработки как с разведочными, так и с чисто геологическими целями начальником Улелегской геолого-разведочной партии А. П. Сарминым, которому за многочисленные советы и указания приношу свою благодарность. Детальное знакомство автора с пегматитовыми выходами на участке работ позволяет представить следующие соображения о типе, генезисе и возможном промышленном значении нового для Карелии пегматитоносного Улелегского района

II. Общие геологические данные

Геологическая характеристика района дается в статье Ю. С. Желубовского и О. Н. Лебедевой в этом же номере. Здесь я ограничусь только краткими данными. Пегматиты, расположенные на берегу Соддер-озера между д. Улелеги и д. Пески, интрудированы в толщу метаморфических сланцев (кварцево-биотитовых и амфиболовых), которые на описываемом участке имеют наибольшее распространение. В них, в виде тонких жилообразных тел незначительной мощности (от 5 до 10 *м*), встречаются породы основной магмы, представленные метаперидотитами (рис. 1).

Из пород кислой магмы встречен лишь гранит рапакиви, располагающийся в южной и юго-западной частях описываемого участка и на NW от д. Улелеги. На правом берегу р. Шуи были встречены микроклиновые огнейсованные граниты (см. вышеупомянутый геологический очерк).

Очевидно, что все описываемые пегматиты генетически должны быть связаны с гранитом рапакиви, доказательством чего является следующее:

1) расположение большей части жил вблизи контакта с гранитом рапакиви;

2) в контакте гранита рапакиви и гранито-гнейса на правом берегу р. Шуи в последнем наблюдаем небольшой мощности жилки, расходящиеся в стороны от массива рапакиви, которые вблизи него имеют гранитный состав и структуру и далее переходят в нормальные пегматиты;

3) вблизи предполагаемого контакта гранитов и сланцев (непосредственный контакт не был вскрыт) наблюдаем минимальное количество пегматитовых тел, в то время как вблизи гранита рапакиви концентрируется наибольшее количество выходов пегматита; так, на площади около 4 *км*² было встречено 20 выходов пегматита, из которых только 5 удалены более чем на 400—500 *м* от непосредственного контакта с гранитом рапакиви;

4) в пегматитах нигде не наблюдаем жил гранита рапакиви, но зато сами пегматиты в непосредственной близости к рапакиви (шурф № 27) приобретают иную структуру и состав, а также и в граните рапакиви наблюдаем появление более отчетливой овоидной структуры и менее идиоморфных зерен кварца.

Взаимоотношение же пегматитовых жил и пород основной магмы отчетливо видно в разведочном шурфе № 3, где на глубине около 3 *м* метаперидотиты были пересечены пегматитовой жилкой мощностью от 10 до 16 *см*.

Все вышесказанное заставляет предполагать, что наиболее вероятным является утверждение, что пегматиты Улелегского района генетически связаны с гранитами рапакиви.

Обнаженность описываемого участка незначительная. Пегматиты Улелег обладают меньшей сопротивляемостью эрозии, чем метаморфические сланцы, которые в контакте с ними сильно окварцованы.

Поэтому все возвышенные холмы («варакки») на исследуемой площади сложены имен-

но метаморфическими сланцами, и для увязки ряда коренных выходов пегматитов приходилось проводить неглубокие (до $2^1/_2$—3 *м*) шурфы или канавы, что значительно усложняло работу.

III. Общее описание пегматитовых выходов

Пегматиты Улелегского района показывают большое колебание по размерам и форме.

Немногие имеют вытянутые очертания «пегматитовых жил» и прослеживаются на 40—60 *м* при средней мощности 16—20 *м*.

Большинству же выходов присущи неправильные формы. Размеры таких выходов достигают иногда до 15 000 $м^2$ (пегматиты вблизи д. Кюрьяло).

Кроме того целый ряд мелких обнажений (площадью от 200 до 1 000 $м^2$) расположены вблизи этого крупного выхода на площади около 25 000 $м^2$.

Ввиду того, что во всех обнажениях (естественных и искусственных) пегматиты по типу совершенно аналогичны, вполне вероятно предположение, что вскрытые пегматиты всей этой площади являются частями одного и того же пегматитового тела с суммарной площадью около 44 000 $м^2$.

Реже встречаются формы пегматитовых тел, описанные Adams'ом и Barlow как «splashes» и Lehman'ом как «flammen».

Падение пегматитовых жил от 60° до 85—88°. Распространение в глубину не выяснено. Большинство пегматитовых тел не подчиняются простиранию вмещающих пород (сланцев). Жилы большой мощности обычно секут кристаллические сланцы под небольшими углами относительно направления слоистости (до 40°), тонкие же апофизы от основного тела пегматита чаще всего залегают согласно с текстурой вмещающих пород, но следует оговориться, что хотя и в меньшем количестве, но встречаются также и секущие апофизы.

Иногда количество инъицированного материала настолько велико, что первоначальная порода оказывается в подчиненном количестве.

Контактово-метаморфический эффект при инъекции пегматитов в сланцевую толщу, вообще говоря, не велик, но сказывается в целом ряде особенностей для каждого типа пегматита, о чем будет указано ниже.

IV. Типы пегматитов

Все пегматиты участка можно разделить на несколько типов, основываясь на различии их минералогического состава, структуры, формы и взаимоотношениях с вмещающими породами.

К *типу I* мы относим пегматиты, обладающие графической структурой. Подобные пегматиты встречаются сравнительно часто, но размеры выходов их обычно невелики, за исключением встреченного в западной части района обнажения письменного гранита с площадью выхода 15 000 $м^2$.

На этом обнажении почти вся площадь выхода сложена чистым пегматитом графической структуры, в котором встречаются незначительные участки крупнозернистого пегматита.

Большей же частью на всех других обнажениях в южной части описываемого участка мы наблюдаем обратную картину — наибольшим распространением пользуются пегматиты с грубозернистой (пегматоидной) структурой, относимые к *типу II*.

Вблизи контакта с массивом гранита рапакиви мы наблюдаем участки обеих структур внутри одного тела пегматита, причем пегматоидная структура в этом случае имеет характер более позднего проявления, и на обнажении лишь кое-где сохраняются отдельные участки с графической структурой *(тип III)*. Такие пегматиты, согласно терминологии Derry и К. Ландеса, должны быть отнесены к «сложным пегматитам».

Среди них мы выделяем еще один тип пегматитов *(тип IV)*, отличающийся меньшим наличием участков графической структуры и значительным количественным преобладанием кварца над полевым шпатом. Пегматиты подобного типа наблюдаются вблизи д. Кюрьяло, где мы видим появление зон почти чистого кварца, переходящих в участки с возрастающим количеством полевого шпата. Таким образом выделяются следующие типы пегматитов:

I. Пегматит графической структуры.

II. Пегматит крупнозернистый (пегматоидной структуры).

III. Пегматит с чередованием участков структур первых двух типов.

IV. Пегматит с наличием силицифицированных зон.

При этом I и II типы мы относим, согласно классификации Derry, к «простым» пегматитам и типы III и IV — к «сложным».

В пегматитах Улелегского района полевой шпат во всех типах пегматита (за исключением нескольких жил III типа) представлен исключительно микроклином или микроклинпертитом; кроме того в I, II и III типах количество полевого шпата превышает количество кварца, в то время как в типе IV мы видим обратную картину.

I. Пегматит графической структуры. Минералогический состав пегматитов, относимых к первому типу, постоянен (рис. 2*а*).

Они состоят главным образом из 2 компонентов — полевого шпата и кварца, соотношения которых меняются от 1 : 1 до 8 : 1.

Подобные соотношения микроклина и кварца несколько превышают соотношения, установленные для эвтектики кварца и полевого шпата (1 : 3).

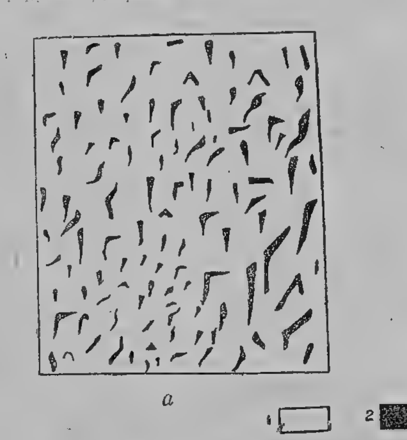
Вероятно в некоторых случаях графическая структура может быть объяснена не только эвтектикой.

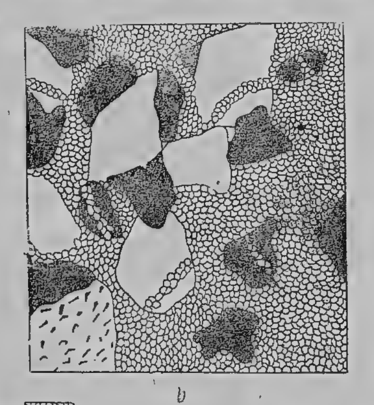
Полевой шпат представлен микроклин-пертитом бледнорозового, изредка бледно-зеленого цвета, часто с отчетливой микроклиновой решеткой. В зернах пертита количество микроклина значительно превышает количества альбита. Ширина альбитовых вростков не превышает 0,30—0,35 *мм*.

блюдать, кроме очень слабого ороговикования последних. Изредка внутри жилы наблюдаем ксенолиты сланцев, достигающие размеров в несколько кубических метров.

II. Крупнозернистый пегматит. Пегматит II типа имеет наиболее широкое распространение на площади описываемого участка. Он встречается в виде крупных пегматитовых выходов, состоящих из выделений неправильной формы участков кварца, полевого шпата, более крупных пачек мусковита и редких кристаллов черного турмалина и апатита.

И турмалин и мусковит приурочены к окварцованным участкам, причем в центральной части жилы кристаллы длиной в 3—4 *см* встречаются в незначительном количестве.





a b

1 2 3

Рис. 2. Типы пегматита: *a* — I тип, *b* — IV тип. × 1.
1 — микроклин, *2* — кварц, *3* — кварц гидротермальной фазы.
Fig. 2. Types of pegmatite: *a* — type I, *b* — type IV. × 1.
1 — microcline, *2* — quartz, *3* — quartz of hydrothermal phase.

Кварц. Макроскопически встречается кварц серый или серо-белый и реже красноватый; серый кварц слагает более крупные выделения (3 × 3—4 *мм*), имеющие правильную клиновидную форму (I генерация), в то время как красноватый кварц имеет характер мелких (1 × 0,5 *мм*) червеобразных прожилков (II генерация). От этих прожилков отходят тонкие апофизы, пересекающие как микроклин, так и альбитовые пластинки в пертитовых вростках и зерна кварца I генерации.

Мусковит встречается весьма редко в полевом шпате в виде отдельных пластинок размером до 1—2 *мм*; в шлифе наблюдаются неправильной формы чешуйки размером до 0,1 *мм*, приуроченные чаще всего к тонким прожилкам кварца II генерации.

Контактовое воздействие пегматитов первого типа на вмещающие породы весьма слабое. Контакт обычно строго линейный; никаких изменений ни в самой пегматитовой жиле ни в сланцах не удалось на-

иногда в виде кварцево-турмалиновых прожилков (рис. 3а). Турмалин более всего распространен у контактов в виде мелких зерен в несколько миллиметров длиной.

Микроклин бледнорозового или белого цвета встречается крупными зернами (25 × 30 *см* до 60 × 50 *см*), сохраняющими свои идиоморфные очертания.

Под микроскопом отчетливо видна сильная пелитизация микроклина и расположение по трещинкам уже частично серицитизированного мусковита. Более крупные зерна микроклина обычно сильно сдавлены (нарушена правильность сетки), смяты и прорезаны мелкими кварцевыми жилками.

Кварц нескольких генераций.

Кварц I генерации, кусковый (наиболее часто встречаемый) представлен светлоокрашенными разностями, белого, реже светлорозового или серого цвета; к нему приурочены турмалин и мусковит.

Кварц II генерации (зернистый) представ-

лен жилками мелкозернистого сахаровидного кварца, слегка окрашенного в желтоватый оттенок. Под микроскопом кварц II генерации прорезает агрегат зерен кварца I генерации тонкими прожилками.

Мусковит крупными книжками (диаметром до 80 *мм* при мощности до 1—1½ *см*).

Иногда удается наблюдать в чешуйках мусковита тонкие прожилки кварца II генерации и иглы черного турмалина, располагающиеся по спайности. Иногда пластинки мусковита окружены каймой более мелких чешуек.

Следует отметить приуроченность чешуек мусковита, равно как и кристаллов турмалина, к окварцованным участкам.

Турмалин обычно располагается в окварцованных участках или в микроклине, но в непосредственной близости к агрегату зерен кварца.

Размеры кристаллов самые различные, от мелких призм диаметром в 1 *мм* при длине 1 *см* до 40—45 *см* при диаметре 10 *см* (рис. 3*а*), с тупым ограничением на одном конце и остроконечной формой — на другом, со штриховкой по призме. Всего чаще встречаемые кристаллы турмалина имеют средние размеры 5—3 *см* при диаметре 1—0,5 *см*.

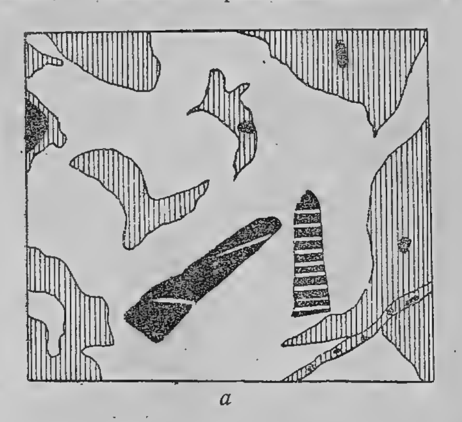
Поперечные трещинки в турмалине заполнены позднейшим агрегатом кварцево-альбитовых зерен, иногда же эти трещинки заполняются и чешуйками мусковита.

Расположение кристаллов турмалина строго определенно, главным образом по контакту или вблизи него.

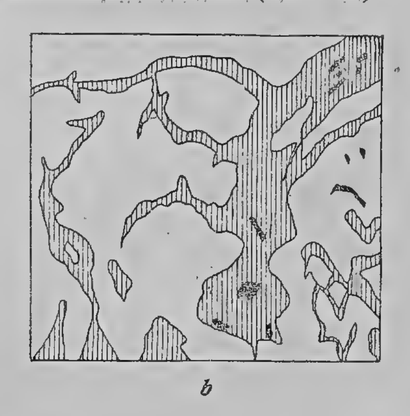
В качестве акцессорных минералов в этом типе пегматита встречаются апатит, гранат, биотит, реже — хлорит, эпидот, цоизит, пирит.

Влияние жил пегматита II типа на боковые породы слабое, сказывающееся только в незначительном ороговиковании сланцев, частичной перекристаллизации их в непосредственной близости к контакту и появлении хлорита, эпидота и реже — зерен апатита, роговой обманки (актинолита) размером 0,5 × 2 *мм* и мелкой вкрапленности пирротина в участках, обогащенных хлоритом. Однако и эта зона приконтактового изменения не превышает нескольких сантиметров (в пределах 8—10 *см*).

В пегматитах II типа, как и в пегматитах I типа, наблюдаются крупные ксенолиты актинолитового сланца (до 2 *м*³).



a



b

1 2 3

Рис. 3. Типы пегматита: *а* — II тип. × 10; *b* — III тип. × 3.
1 — микроклин, *2* — кварц, *3* — турмалин.

Fig. 3. Types of pegmatite: *a* — type II. × 10; *b* — type III. × 3.
1 — microcline, *2* — quartz, *3* — tourmaline.

«Сложные» пегматиты. «Сложные» пегматиты (типы III и IV) располагаются в непосредственной близости к контакту с массивом гранита рапакиви.

К III типу мы относим пегматиты, обладающие следующими отличиями:

1) порода представляет собой чередование участков с графической и пегматоидной структурой, причем первая имеет размеры от 5 × 4 до 8 × 10 *см*, тогда как участки с пегматоидной структурой достигают нескольких квадратных метров;

2) вторым отличием является и само несколько необычное строение крупнозернистого пегматита, в котором полевой шпат количественно резко преобладает над кварцем;

3) зерна полевого шпата темнокрасного, реже белого цвета. Размеры зерен до 20 × 15 *см*, в то время как кварц представлен агрегатом идиоморфных зерен темно-

дымчатого цвета, с диаметром зерна 1—2 *мм;*

4) и полевой шпат и агрегат идиоморфных зерен темного кварца пересекаются тонкими (мощностью до 1 *мм)* прожилками почти белого кварца;

5) наблюдается спорадическое распределение мусковита и крупных кристаллов черного турмалина в кварцевых прожилках вблизи контакта, направленных почти перпендикулярно к плоскости его (рис. 3*b*).

Среди пегматитов III типа макроскопически отделяются пегматиты с красным и пегматиты со светлым (белым) полевым шпатом.

Эти светлоокрашенные разности пегматитов III типа встречаются жилами небольшой мощности и среднезернистой структуры. По минералогическому составу резким отличием пегматитов этого типа от всех прочих является то, что полевой шпат представлен не микроклином, а плагиоклазом (№ 14—17) с альбитовыми каемками вокруг плагиоклаза и с апатимм (до 0,8 *мм* в диаметре) внутри последнего.

Среди крупных зерен кварца I генерации видны каемки, сложенные зернышками кварца более поздней генерации, альбитом и эпидотом.

Вблизи контакта с амфиболовыми сланцами в самом пегматите появляются скопления мелких зерен эпидота, цоизита, чешуйки хлорита, и среди них часто располагаются крупные зерна гранатов.

В сланцах же наблюдается образование крупных кристаллов роговой обманки и призматических зерен эпидота и хлорита.

Темноокрашенные разности пегматитов III типа имеют следующий минералогический состав: микроклин, кварц, альбит, альбит-олигоклаз, биотит, турмалин, реже мусковит.

М и к р о к л и н - п е р т и т встречается одиночными зернами с пойкилитовыми вростками альбита, чешуйками серицита и прожилками светлого кварца, сложенными агрегатом мелких зерен кварца, альбит-олигоклаза, биотита, эпидота, хлорита и в большом количестве бурых окислов железа.

А п а т и т встречается мелкими зернами, располагающимися главным образом внутри зерен кварца и — реже — микроклина, преимущественно почти изометрической формы, с диаметром зерен до 0,1—0,15 *мм.*

А л ь б и т встречается весьма редко, одиночными зернами (размером до 2,5 × 2 *мм),* включающими многочисленные пойкилитовые вростки кварца и мелкие чешуйки серицита.

Б и о т и т сохраняется лишь в немногих шлифах, в большинстве случаев он почти нацело замещен мусковитом. Встречается в виде остаточных чешуек среди крупных зерен полевых шпатов. Размеры чешуек до 0,2—0,25 *мм.*

Г р а н а т чаще всего встречается в боковой породе, контактирующей с пегматитом, в самих же пегматитах он редок. Зерна гранатов имеют до 0,3 *мм* в диаметре. Зерна изометричной формы, разбиты трещинами, заполненными кварцем и хлоритом.

Х л о р и т, э п и д о т, ц о и з и т, как вторичные минералы, замещают биотит и полевые шпаты.

Эпидот в виде мелких зерен появляется в значительном количестве вблизи контакта в самом пегматите или в кварцево-полевошпатовых прожилках, несущих с собой сульфидное оруденение (FeS, FeS_2, $CuFeS_2$). В этом случае эпидот располагается у зальбанда прожилка.

Пегматиты III типа дают уже значительно больший контактово-метаморфический эффект. В сланцевой толще у контакта мы наблюдаем явление турмалинизации, появление гранатов, кальцита, апатита, крупных зерен актинолитовых роговых обманок, хлорита и наконец слабое сульфидное оруденение, представленное мелкой вкрапленностью пирротина в сланцах и появлением редких идиоморфных кристаллов пирита в кварцево-полевошпатовых прожилках.

Наконец к IV типу мы относим пегматиты, встреченные в виде мощных выходов вблизи д. Кюрьяло. Они отличаются от всех вышеописанных типов резким количественным преобладанием кварца над полевым шпатом. От письменной структуры остаются только реликты.

Мы видим породу, макроскопически состоящую из крупных (5 × 10 *см*) зерен полевого шпата, розового, реже бледнозеленого цвета, представленных микроклином, располагающихся среди мелкозернистого агрегата кварцевых зерен. Кварц идиоморфен, как и в пегматитах III типа, но распространение его так велико, что в некоторых случаях мы имеем зоны почти чистого кварца (рис. 2*b*).

Мусковит встречен редкими чешуйками в прожилках кварца II генерации.

Вблизи контакта со сланцами в самом пегматите наблюдаются многочисленные мелкие (2—1½ *см*) кристаллы турмалина, появляется биотит в тонких прожилках вместе с кварцем и вторичным альбитом.

Около Кюрьяло, в шурфе № 26, в зерне микроклина наблюдалось скопление кристаллов свинцового блеска, окруженных ярко-желтой охрой.

Под микроскопом минералогический состав следующий: кварц, микроклин-пертит, мусковит, биотит, хлорит, апатит, серицит, лимонит.

*

Кварц имеет наиболее широкое распространение и образует отдельные, почти чисто-кварцевые участки из зерен с обрывками сланцев боковой породы, слегка вытянутых (0,3 × 0,1 *мм*) и плотно прилегающих друг к другу. Среди них располагаются сильно изогнутые в одном направлении полосы кварцево-серицитового сланца (мощностью до 0,2 *мм*).

Микроклин-пертит представлен крупными одиночными зернами, аналогичными описанным выше в пегматитах III типа, с тонкими прожилками альбито-серицитового агрегата и жилками альбита, прорезающими крупные чешуйки мусковита.

Вблизи контакта в значительном количестве встречается биотит с кварцем и мусковитом, располагающийся строго-параллельными, прерывающимися прожилками.

Как акцессорный минерал встречается турмалин среди кварцевых зерен.

Контакт с вмещающими сланцами резкий. Падение плоскости контакта под сланцы под углом 55—60°.

Сланцы у контакта сильно перемяты с образованием мелкой плойчатости, на самой плоскости контакта перетерты и обогащены биотитом. Простирание сланцев у контакта NW 275°, падение под углом 85—88°.

Пегматиты у контакта тоже несколько изменены и состоят из розового микроклина, дымчатого кварца и многочисленных мелких кристаллов турмалина.

Весьма часто среди пегматита у контакта встречаем ксенолиты вмещающих сланцев, ориентированные согласно с направлением окварцованных зон в пегматите. От пегматита в сланцы отходят многочисленные апофизы, в которых можно отчетливо наблюдать переход от пегматитового состава к чисто-кварцевой жилке.

Именно к таким прожилкам и приурочено сульфидное оруденение, представленное пиритом, пирротином, халькопиритом, а в некотором отдалении от основного тела пегматита — и сфалеритом. В центре прожилка располагается чисто-кварцевый агрегат, у зальбандов же его, среди полевошпатово-биотитовых зерен, мы наблюдаем также и FeS, FeS_2 и $CuFeS_2$. Сфалерит ассоциируется обычно в участках, где почти весь прожилок сложен только кварцевыми зернами.

V. Последовательность минералообразования

Все минералы в пегматитах Улелег были образованы в определенной последовательности в течение двух фаз; первая из них была магматическая, вторая — гидротермальная.

Магматическая фаза характеризовалась преимущественно кристаллизацией пегматитовой магмы с подчиненными процессами замещения, во второй же фазе процессы замещения являлись преобладающими.

Пегматиты I и II типов, очевидно, следует отнести к «простым» пегматитам, т. е. к таким, которые были образованы в магматическую фазу. Пегматиты III и особенно IV типа подверглись длительным процессам гидротермального замещения второй фазы.

В течение первой фазы происходило следующее образование минералов:

1. Кристаллизация микроклина, мусковита I (крупные пачки в кварце и реже в микроклине) и турмалина I.
2. Альбитизация микроклина с образованием пертита.
3. Кристаллизация кварца (I), образование в центре тела крупных кристаллов или линз и по периферии графической структуры кварца с пегматитом.

Во вторую фазу порядок минералообразования был следующий:

1. Процесс альбитизации (тонкие прожилки в микроклин-пертите и кварце I), турмалинизация (турмалин II).
2. Заполнение кварцем II (мелкие зерна) и идиоморфным кальцитом образующихся полостей.
3. Отложение идиоморфных зерен кварца II.
4. Появление биотита, хлоритизация его и, возможно, появление граната.
5. Мусковитизация (мелкие чешуйки в кварцево-альбитовых прожилках) и появление кварца III пойкилитовыми вростками в зернах микроклина и апофизами, пересекающими кварцево-альбитовые прожилки и пертитовые вростки альбита.
6. Последующая фаза генерации кварца III, полевого шпата (альбита) и эпидота и связанное с ним сульфидное оруденение.

Турмалин, как минерал первой фазы, обычно первый заканчивает процесс кристаллизации. Возрастное взаимоотношение его с мусковитом можно видеть в расположении правильно ограненных кристаллов турмалина внутри чешуек мусковита. Турмалин II, более поздней генерации, разбит трещинками, заполненными кварцево-альбитовым агрегатом, т. е. заканчивает свое образование ранее других минералов.

Гранат и апатит встречаются редкими одиночными зернами или кристаллами. Апатит обычно располагается внутри зерен микроклина, почему время его образования очевидно следует отнести к первой фазе. Взаимоотношение же граната с остальными минералами недостаточно выяснено.

Точно так же не удалось установить поря-

док выделения сульфидов, ввиду того что они встречаются редкими разобщенными зернами. Очевидно только, что кристаллизация пирита, пирротина и халькопирита началась уже в первую фазу гидротермальной деятельности, но полного развития достигла лишь во вторую, когда к ним присоединяются и другие сульфиды (ZnS и PbS).

Такие же минералы, как хлорит, кальцит и эпидот, являются безусловно результатом поздних гидротермальных процессов.

Кальцит, располагающийся в пустотах в виде правильно ограненных кристаллов вместе с кварцем II (начало гидротермальной фазы), во многих случаях прорастает кристаллы его. Это дает нам право предположить, что образование кальцита несколько отстает во времени от заполнения этой пустоты кварцем и очевидно должно быть отнесено к началу второй фазы гидротермальных процессов.

И, наконец, появление кварца последней генерации, связанного с сульфидным оруденением, очевидно является последним завершением гидротермальной деятельности.

Химический состав структурного пегматита Улелегского района может быть охарактеризован следующим анализом штуфной пробы типичного улелегского пегматита, взятой у д. Кюрьяло на берегу Соддер-озера. Анализ произведен в лаборатории ЦНИГРИ аналитиком Левенфиш (обр. 185).

SiO_2	72,12%
TiO_2	нет
Al_2O_3	15,08 »
Fe_2O_3	0,33 »
FeO	0,22 »
MnO	следы
CaO	0,32 »
MgO	0,17 »
K_2O	8,54 »
Na_2O	2,56 »
Пот. при прок.	0,26 »
H_2O гигр.	0,08 »
Сумма	99,68%

При пересчете химического анализа улелегского пегматита на минералогический состав, получаем следующие данные:

Микроклин	50,04%
Альбит	22,01 »
Анортит	1,39 »
Кварц	23,94 »
Прочие примеси	2,62 »
	100%

При сравнении этого анализа с анализами южно-норвежских пегматитов, приведенными проф. Борисовым (*1*), видим, что пегматиты Улелег по своему химическому составу весьма близки к пегматитам Kristiansand'a:

SiO_2	73,44%
Al_2O_3	14,47 »
Fe_2O_3	0,33 »
CaO	0,40 »
MgO	0,02 »
K_2O	8,05 »
Na_2O	2,92 »
BaO	0,05 »
H_2O	0,3) »

что дает следующий минералогический состав:

калиевый полевой шпат	47,26%
альбит	24,63 »
анортит	1,95 »
кварц	25,02 »
прочие примеси	1,14 »
	100%

Вредные химические примеси в структурном пегматите Улелег, как то: $Fe_2O_3 + FeO$, MnO, MgO, CaO и пр., присутствуют в допустимом количестве.

В анализах пегматитов Улелег установлено присутствие SnO_2 (0,07% по данным на 15 сентября 1934 г.).

VI. Подсчет запасов пегматитов

Принимая во внимание, что пегматиты не являлись объектом специального изучения, горноразведочные выработки для прослеживания и оконтуривания их не производились ни с поверхности ни, тем более, на глубину. Поэтому мы не можем назвать для каждого пегматитового тела совершенно конкретные размеры и формы.

Однако фиксированные нами естественные обнажения на больших площадях позволяют приблизительно наметить порядок цифр, характеризующих размеры жил и сугубо ориентировочные геологические запасы пегматита.

Поэтому для подсчета запасов вводим лишь площади, ограниченные естественными выходами, принимая глубину подсчета в 10 *м*. Подсчет запасов производим отдельно для каждого типа в пегматитовых выходах.

Тип I. Для этого типа может быть дана следующая, общая для всех выходов, характеристика полезного ископаемого.

Пегматит состоит из кварца и микроклина в графическом прорастании. Соотношение микроклина и кварца колеблется от 1 : 1 до 8 : 1.

Вредные примеси в виде таких минералов, как биотит и турмалин, отсутствуют. Из других минералов, дающих вредные для керамики примеси, в незначительном количестве встречается мелкочешуйчатый мусковит.

Ксенолиты боковых пород, встречаемые в пегматите, из подсчета исключены.

Таблица подсчета запасов кварцево-полевошпатовой породы для пегматитов I типа

№ по пор.	Название выходов	Длина выхода	Ширина выхода	Площадь выхода	Глубина, принятая для подсчета	Удельный вес	Запас кварцево-полевошпатовой породы в *т*
1	По дороге из д. Кюрьяло в д. Метчелицу и на северо-восток 300 *м*	150	100	15 000	10	2,5	375 000
2	По дороге из д. Кюрьяло в д. Улелеги 800 *м* и на юго-запад 100 *м*	60	30	1 800	10	2,5	45 000
3	По той же дороге в Метчелицу, в 500 *м* от Кюрьяло, и в 50 *м* к востоку	40	25	1 000	10	2,5	25 000
	Общий запас по пегматитам I типа	—	—	—	—	—	445 000

Типы II и III. Оба эти типа обладают некоторыми общими чертами, состоящими в том, что компоненты пегматита — кварц и микроклин — образуют крупнозернистую структуру. Размеры индивидуумов в поперечном сечении достигают 25 × 30 *см*.

Полевой шпат несколько преобладает над кварцем по количеству. Отличием III типа от II является чередование структур крупнозернистого и графического пегматита. Однако это различие не может иметь существенного значения, так как использование этого пегматита, как и всех других пегматитов данного района, может последовать лишь после обработки на перемольном заводе и обогащения.

Из пегматитов II типа при ручной рудоразборке в забое, вероятно, легко можно будет получить шпат с незначительным количеством кварца.

Таблица подсчета запасов кварцево-полевошпатовой породы в пегматитах II и III типов

№ по пор.	Местонахождение выхода	Длина выхода	Ширина выхода	Площадь выхода	Глубина, принятая при подсчете	Удельный вес	Запас в тоннах
1	От перекрестка дорог Кюрьяло—Метчелицы и Пески—Улелеги на юго-запад 50 *м*.	65	20	1 300	10	2,5	32 500
2	По тому же направлению в 120 *м* от предыдущего . . .	100	20	2 000	10	2,5	50 000
3	По тому же направлению в 50 *м* от предыдущего . . .	100	20	2 000	10	2,5	50 000
4	От того же перекрестка дорог 250 *м* к Улелегам	40	15	600	10	2,5	15 000
5	От разветвления от дороги Пески—Улелеги на д. Кюрьяло на север 80 *м*	30	10	300	10	2,5	7 500
6	Выходы пегматита на берегу Соддер-озера у д. Кюрьяло (три выхода)	75	20	1 500	10	2,5	37 500
		100	35	3 500	10	2,5	87 500
		100	40	4 000	10	2,5	100 000
	Общий запас . . .	—	—	—	—	—	380 000

Тип IV. Отличительной чертой этого пегматита является преобладание кварца над полевым шпатом. Последний представлен кусковыми выделениями микроклина (до 20 *см*²). Кроме того и кварц и микроклин прорезываются тонкими (мощностью в 1 *мм*) прожилками альбита с микроскопическими чешуйками биобита. В подсчет вводится вся порода целиком, но надо иметь в виду, что при добыче главной массой будет кварц (до 60%).

Таблица подсчета силицифицированного пегматита IV типа

№ по пор.	Местонахождение выходов	Длина выхода	Ширина выхода	Площадь выхода	Глубина подсчета	Удельный вес	Запас в тоннах
1	От д. Кюрьяло по дороге в Улелеги 500 *м*	100	100	10 000	10	2,5	250 000
2	От предыдущего на запад 200 *м*	40	15	600	10	2,5	15 000
	Общий запас . . .	—	—	—	—	—	265 000

Кроме того по мелким естественным обнажениям и шурфам к югу и юго-востоку от двух предыдущих выходов намечается площадь распространения таких же пегматитов размерами $400 \times 60 = 24\,000$ *м*².

Принимая глубину подсчета 10 *м* и удельный вес 2,5, получаем геологический запас порядка 600 000 *т*, т. е. всего по пегматитам IV типа запасы составят 865 000 *т*.

Таким образом для всего района геологический запас полевошпатово-кварцевой породы равняется 1 690 000 *т*. Из них графического пегматита, не требующего обогащения и представляющего крупную сырьевую базу, 445 000 *т*.

Остальные запасы пегматита должны быть предварительно обогащены до обработки их на помольном пегматитовом заводе.

Практическое разрешение вопроса освоения пегматитов района, затрагиваемого в настоящей статье, выдвигает улелегские пегматиты на первое место в Союзе, как концентрированную на небольшой площади базу керамического сырья.

Уже подобный предварительный подсчет запасов по главным выходам пегматита обследованного района показывает наличие крупнейшей сырьевой базы для помольного пегматитового завода.

Единственным препятствием к использованию его в ближайшее время является удаленность месторождения от удобных и дешевых (водных) путей сообщения.

Однако открытие в районе Улелег целого ряда сульфидных линз, аналогичных таковым же крупного месторождения соседнего района Чалко-сельги, несомненно ускорит освоение района в целом и соответственно изменит общие экономические и транспортные условия. Тогда проблема использования сравнительно недорогого, но дефицитного керамического сырья станет более актуальной.

Литература

1. Борисов П. А. Пегматиты. Справочник „Полезные ископаемые Ленинградской области и Карельской АССР", часть II. Горгеонефтеиздат, 1933.
2. Ферсман. Пегматиты, их научное и практическое значение. Т. I. Гранитные пегматиты. Ак. наук СССР. Труды СОПС, 1931.
3. Anderson A. L. Genesis of the mica pegmatite deposits of Latah County, Ydaho. Ec. Geol., v. 28, № 1, pp. 41—58, 1933 (XVIII, 719).
4. Lands Kenneth K. Sequence of mineralization of the Keystone, South Dakota, pegmatite. Amer. Mineralogist, v. 13, № 10, pp. 519—530; № 11, pp. 537—558, 1928.
5. Landes Kenneth K. The Baringer Hill, Texas pegmatite. University of Kansas. Amer. Mineralogist, v. 17, August 1932, № 8, pp. 381—390.
6. Landes Kenneth K. Origin and classification of pegmatites. University of Kansas. Amer. Mineralogist, 1933, v. 18. № 2, p. 33.

The pegmatites of the Ulelegi District

By *O. Lebedeva*

Summary

In this paper the pegmatites of the Ulelegi District are dealt with.

The numerous outcrops of pegmatite occur prevalently among a series of metamorphic schists, near their contact with a body of rapakivi granite. The most ancient rocks of the region are plagioclase granite-gneisses and the youngest, — rapakivi granites traversing the complex of the above mentioned metamorphic schists. Genetically, it is just with the rapakivi granite that the pegmatites are to be considered to be allied.

The shape and dimensions of the pegmatite bodies are still not cleared up with certainty, but judging alone from the size of their natural outcrops (from 200—1 000 m² to 10 000—15 000 m²) a very large stock-like body is to be expected.

Their mineral composition, structural characters and interrelations with the enclosing rocks allow to divide all the pegmatites of the Ulelegi District into four types, of which each is distinguished by some pecularities of its own.

Type I — pegmatite with a graphic texture.

Type II — pegmatite with a pegmatoid texture.

Type III — mixed pegmatite, showing alternating portions of rock with textures of types I and II.

Type IV — pegmatite showing presence of slicified zones.

The pegmatites of type I and II are considered to be of magmatic origin. Their mineral composition is rather uniform; their main components are microcline-perthite and quartz, varying in the proportion of 1 : 1 to 8 : 1. Besides this, in the pegmatites of type II there occur insignificant quantities of muscovite, tourmaline and, rarely, of apatite.

The next two types are distinguished as a special group and their formation is considered as the result of alteration by hydrothermal solutions of the pegmatites previously formed magmatically. This alteration was revealed in the replacement of primary minerals, as well as in the appearance of new textures. Thus, the alternation of rock portions of types I and II in the pegmatite of type III is to be explained by the presence of remains of the primary graphic texture which in the other parts of the rock is replaced by a new, pegmatoid texture.

Among the facts doubtlessly proving the hydrothermal replacement belongs the secondary formation of a number of new minerals after the primary ones — albite, quartz of the II and III generations, calcite, biotite, garnet (?), muscovite, epidote and sulphides.

In the pegmatite of type IV there have been detected silicified zones of pegmatite, in which quartz highly prevails as compared with felspar (microcline) which it replaces.

The composition of the graphic pegmatite which is the most typical of the Ulelegi District is characterized by the following data obtained from the results of chemical analysis:

microcline	—50,04%
albite	—22,01%
anorthite	— 1,39%
quartz	—23,94%
other minerals	— 2,62%
	100%

Composition of the above data with those of the analysis of the Kristiansand pegmatites shows that the Ulelegi pegmatites present a ceramic raw product of high quality. Their content of undesirable impurities does not exceed the admitted standard limits.

Пегматиты Сороко-Сумского района

Л. А. Косой

1. Карелия, являясь до сих пор ведущей областью по добыче керамического сырья, не имеет еще подготовленной слюдяной базы, и почти вся слюда получается попутно при извлечении шпата, на много меньше чем в Сибири, тогда как получение промышленной слюды в непосредственной близости от одного из основных ее потребителей, каким является Ленинград, весьма важно, тем более что в Карелии издавна существовал слюдяной промысел, поставлявший слюду значительных размеров и в достаточных количествах.

Последние два года Ленслюдкомбинат занялся пересмотром старых и поисками новых слюдоносных участков.

Мне, как руководителю партии ЛГГГТ, по договору с Ленслюдкомбинатом пришлось проводить поисковые работы в Сорокском районе АКССР, на участках Сорокском и Сумском (рис. 1), промышленные перспективы которых должны быть окончательно установлены.

2. По ряду данных, история слюдяного промысла Сороко-Сумского района представляется в следующем виде.

На некоторых пегматитовых жилах Сумского участка (остров Еловец и др.) наблюдаются старинные выработки в виде небольших ям, отвалы из которых заросли лесом и обычно местным жителям неизвестны; время работ не выяснено. Жилы эти бесслюдистые, с мелкозернистым пегматитом, загрязненным биотитом, и никаких промышленных перспектив не дают.

Следующий период поисковых и эксплоатационных работ начинается с 1914 — 1915 гг., когда местный электротехник с Сорокского лесозавода б. Беляева Н. Егоров стал производить поиски на Сорокском и Сумском участках. Им обнаружены наиболее ценные жилы Слюдяного Бора в окрестностях д. Выгострова; на части остальных жил района производились расчистки и пробные взрывы (жила №2 Картешного Бора и др.). Как в этих так и в последующих поисках интересующим компонентом был мусковит.

В Слюдяном Бору были поставлены кустарные разработки, которые с перерывами существовали до 1925 г. Вначале за эксплоатацию взялась артель, добывшая небольшое количество слюды хорошего качества. Работа велась хищнически, выбирались наиболее обогащенные участки. В 1924—1925 гг. работы вел трест «Русские самоцветы», также бессистемно; доброкачественный керамический шпат попутно не использовался, и работы по неизвестным причинам были прекращены. В 1928 г. инж. Пресманом по заданию треста «Карелгранит» впервые были проведены опробовательские работы, которыми дана была положительная оценка жилам Слюдяного Бора и всего района. В 1930 г. геологом Судиславлевым производились поиски шпатовых жил в Сорокском участке, но новых промышленных жил не было обнаружено.



Рис. 1. Карта участков поисков (заштриховано).
Fig. 1. Map showing search areas (hatched).

3. Попутно с поисками, нами производилась геологическая съемка участков в масштабе 1 : 50 000. В результате камеральной обработки полевых материалов, а также по литературным данным, геологическое строение местности представляется следующим (рис. 2 и 3).

Древнейшими породами, которые пользуются наибольшим распространением, являются сланцы и гнейсы Беломорья, согласно установившейся классификации—ботнийского возраста. Беломорская толща имеет в основе плагиогнейсовый состав, с подчиненными пачками амфиболовых, гранато-амфиболовых и кианито-ставролитовых сланцев. В толще зажаты линзы слоистых амфиболитов, часть которых несомненно изверженного происхождения (реликты изверженных структур, зональный плагиоклаз).

Микроскопическое изучение гнейсов дает состав: андезин, кварц, биотит, апатит, рудный минерал, мусковит, эпидотовые минералы, кальцит, хлорит; очень редки титанит, микроклин, гранат. Структура гранобластическая. Роговообманковые гнейсы отличаются присутствием обыкновенной роговой обманки.

Минеральный состав амфиболитов: обыкновенная роговая обманка, андезин, гранат, кварц, биотит, апатит, сфен, эпидот, иногда кальцит и скаполит мейонитового ряда, который развивается за счет плагиоклаза. В некоторых шлифах наблюдается отсутствие плагиоклаза и замена его скаполитом; наряду с последним част кальцит. Процесс скаполитизации является проявлением гранитных эманаций с привносом Cl, CO_2 и др., на что указывает и территориальная близость скаполитизированных амфиболитов к «окнам» гранитов, а избирательная способность в скаполитизации амфиболитов объясняется хорошо отмеченной П. А. Борисовым для Карелии *(3)* и О. Андерсеном для Норвегии *(9)* приуроченностью к амфиболитам лучшей трещиноватости, по которой идут флюиды.

Кианитовые сланцы состоят из кианита в голубых или серых кристаллах, граната альмандина, ставролита, андезина, бурого биотита, кварца и др. Сланцы инъицированы пегматитом, содержащим турмалин, который вблизи жил находится также и в сланцах.

Следующими по возрасту являются габбро-норитовые интрузии в виде небольших синтектоничных с гнейсами линз, в контактах амфиболизированных. Они имеют обычный для Карелии состав: гиперстен, диопсид, зо-



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

Рис. 2. Геологическая карта Сорокского участка. Составил Л. Косой в 1933 г.
1—гнейсы и амфиболовые сланцы, *2*—кианитовые сланцы, *3*—амфиболиты, *4*—друзиты, *5*—микроклиновые порфировидные граниты, *6*—их мигматиты, *7*—пегматитовые жилы, *8*—кварциты, *9*—амфиболовые сланцы, *10*—метаперидотиты.

Fig. 2. Geologic map of the Soroki Area. Composed by L. Kosoi in 1933.
1—gneiss and amphibole schists, *2*—kyanite schists, *3*—amphibolites, *4*—drusites, *5*—microcline porphyroid granites, *6*—migmatites of preceding, *7*—pegmatite veins, *8*—quartzites, *9*—amphibole schists, *10*—metaperidotites.

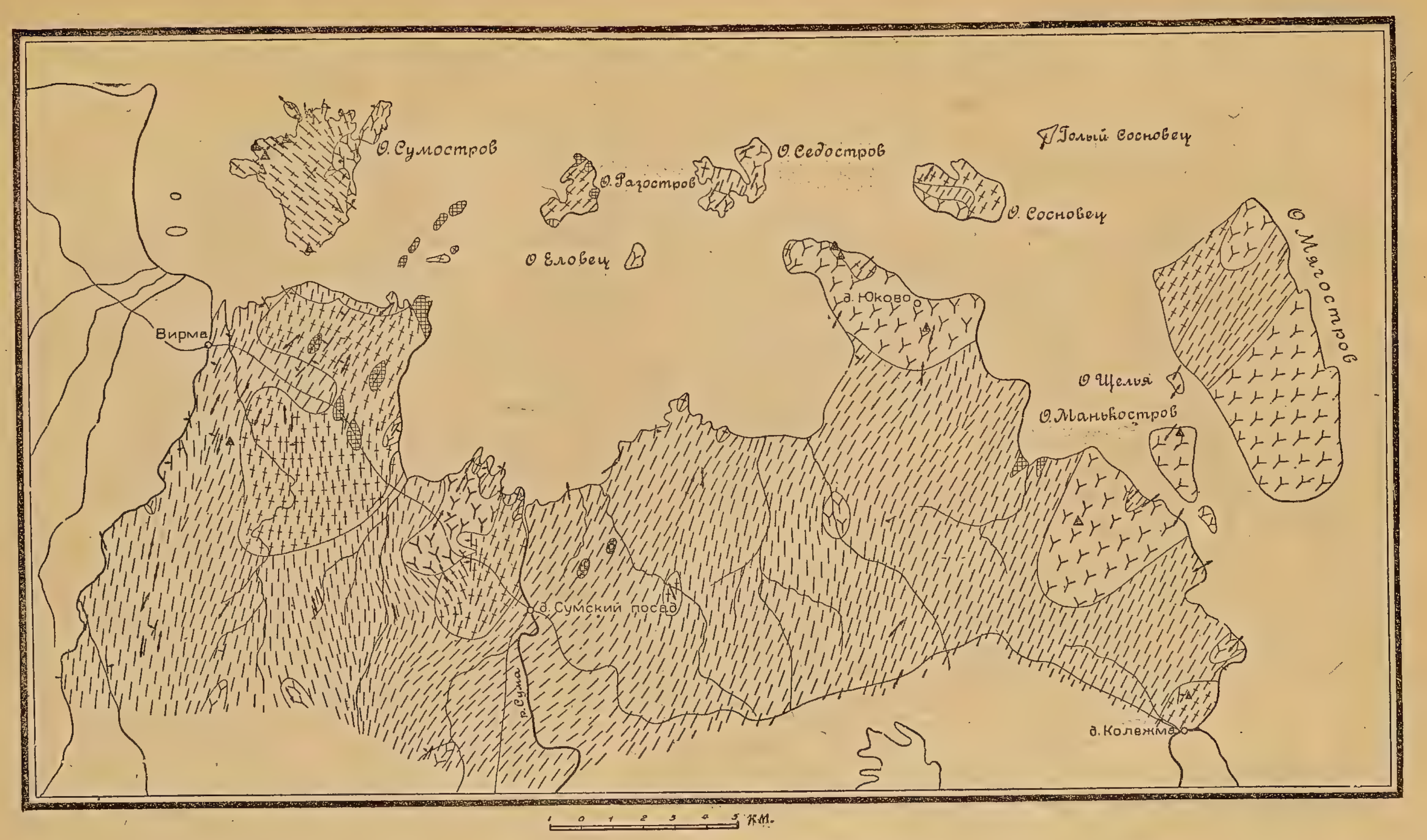


Рис. 3. Геологическая карта Сумского участка. Составил Л. Косой в 1933 г.

1 — гнейсы и амфиболовые сланцы, 2 — амфиболиты, 3 — друзиты, 4 — микроклиновые порфировидные граниты, 5 — их мигматиты, 6 — пегматитовые жилы.

Fig. 3. Geologic map of the Sumy Area. Composed by L. Kosoi in 1933.

1 — gneiss and amphibole schists, 2 — amphibolites, 3 — drusites, 4 — microcline porphyroid granites, 5 — migmatites of preceding, 6 — pegmatite veins.

нальный плагиоклаз от № 70 до № 40, гранат, биотит, рудный минерал, сфен, апатит, кварц. Структура друзитовая; в интерстициях присутствует микропегматит.

Более молодой является интрузия гранита, обычно проявляющаяся в виде инъекции в гнейсовую свиту. Инъекция выражается в мигматизации беломорской толщи, причем можно установить переходы от грубопегматитовых артериальных внедрений через послойную инъекцию типа lit par lit, проявляющуюся в порозовении породы (привнос микроклина), к тонкой инъекции, наблюдаемой под микроскопом и заключающейся в появлении полосок ксеноморфных зерен микроклина, чередующихся с полосками нацело мирмекитизированного плагиоклаза. Наблюдается обесцвечивание биотита и переход его в слюдистый минерал, по своим оптическим константам не отличимый от мусковита, а также эпидотизация и серицитизация плагиоклаза. Плагиоклаз в инъицированных гнейсах — олигоклаз, и можно установить повышение кислотности плагиоклаза при переходе от нормальных плагиогнейсов (через инъицированные) к гранитам.

Граниты макроскопически розово-черного цвета, с большими двойниками (до 2—3 *см*) порфирокристаллов микроклин-пертита; в промежутке агрегаты зерен плагиоклаза, кварца и листков биотита. Осланцованность в гранитах выражается в параллельном расположении микроклиновых кристаллов и их частичном развальцевании. Среди гранитов в окрестностях д. Юково наблюдались разности структурного гранита, почти лишенного цветной части. Структура чаще всего порфиробластическая, затем гранобластическая и аплитовая. Плагиоклаз в гранитах кислый олигоклаз № 10—13, сдвойникован обычно по альбитовому и карлсбадскому законам. Он, как и в инъицированных гнейсах, проникнут мирмекитовыми вростками на границе с микроклином. Биотит имеет полную абсорбцию по Ng. В некоторых шлифах можно наблюдать обесцвечивание биотита. Кроме упомянутых в гранитах встречены следующие минералы: апатит, титанит, рудный минерал, хлорит, эпидот, серицит; редко встречаются овальные оплавленные зерна граната интенсивно розового цвета с включением кварца и изъеденные обохренные таблицы зеленой роговой обманки, что говорит за переплавление гранитами гнейсовой кровли. На гранитах проявляются явления, аналогичные встреченным в инъицированных гнейсах, т. е. обесцвечивание биотита, мирмекитовые вростки, серицитизация и т. д.

Граниты согласно осланцованы с гнейсовой свитой, период осланцевания которой в северо-восточном направлении (для данного участка) падает на постботний. Возраст гранитов Сорокского района до сего времени исследователями принимался как постъятулийский (Н. Судовиков, *6* и *7*); некоторое сомнение в это вносят следующие факты: жильные амфиболиты ятулийского типа секут пегматиты и инъицированные гнейсы (остров Сумостров); в районе массива Чукко-варака, на западной границе ботния воздействия гранита на ятулийскую толщу не наблюдалось. Некоторое отличие гранитов изученного нами района от гранитов так называемого «подужемского типа» выражается в отсутствии циркона и флюорита, тогда как последний является характерным минералом постъятулийских гранитов, и в наличии порфиробластических структур.

Следует отметить характерный факт, что исследователями (Н. Судовиков, Н. Волотовская, Л. Косой) турмалин в гранитах «подужемского типа» и Сорокского участка не отмечался, несмотря на наличие его в пегматитах и артериальных мигматитах.

4. Анализ замеров простирания гнейсовой толщи и гранитов, а также трещин отдельности в них дал совпадение простирания гнейсов и гранитов с максимумом около 10—20° NE, а также и совпадение трещин отдельности параллельных и перпендикулярных осланцеванию, что указывает на образование трещин в одновременный период как для гнейсов, так и для гранитов. Заполнение же пегматитами в большинстве случаев именно этих трещин говорит об одном времени трещино- и жилообразования.

5. Как Сорокский, так и Сумский участки по сравнению с другими районами Беломорья не богаты пегматитами. Жилы большею частью небольшие, средняя мощность их 2—5 *м*, а отклонения не часты. Наибольшую зафиксированную мощность в 35 *м* имеет одна Лавриковская жила. По простиранию жилы обычно прослеживаются на 2—4 десятка метров. Всего в настоящее время по району зафиксировано 38 жил. В большинстве жилы вертикальные, они секут породы вкрест простирания, расположены кустами, например группа жильных тел в Картешном Бору, Слюдяном Бору, на острове Еловец. Территориально кусты жил располагаются в сильно инъицированных участках гнейсов; в мало инъицированных гнейсах жилы редки, так же как и в гранитах, где они встречаются в виде мелких шлировых жилок, плохо обособляющихся от гранита. По составу жилы микроклиновые, реже микроклин-плагиоклазовые; чисто-плагиоклазовых встречена одна на острове Разострове.

6. Месторождения Слюдяного и Попереч-

ного Бора находятся в 5 *км* южнее д. Выгострова; здесь отмечено 6 жил: Лавриковская, Алексеевская, Кузнечный Бор, Слюдяная, так называемая Апатитовая, известная ранее, и жила № 6, обнаруженная и опробованная инж. В. Г. Пресманом в 1930 г.

Наибольший интерес представляет Лавриковская жила, которая находится у барака в центре Слюдяного Бора. Мощность ее 35 *м*, по простиранию она прослежена на

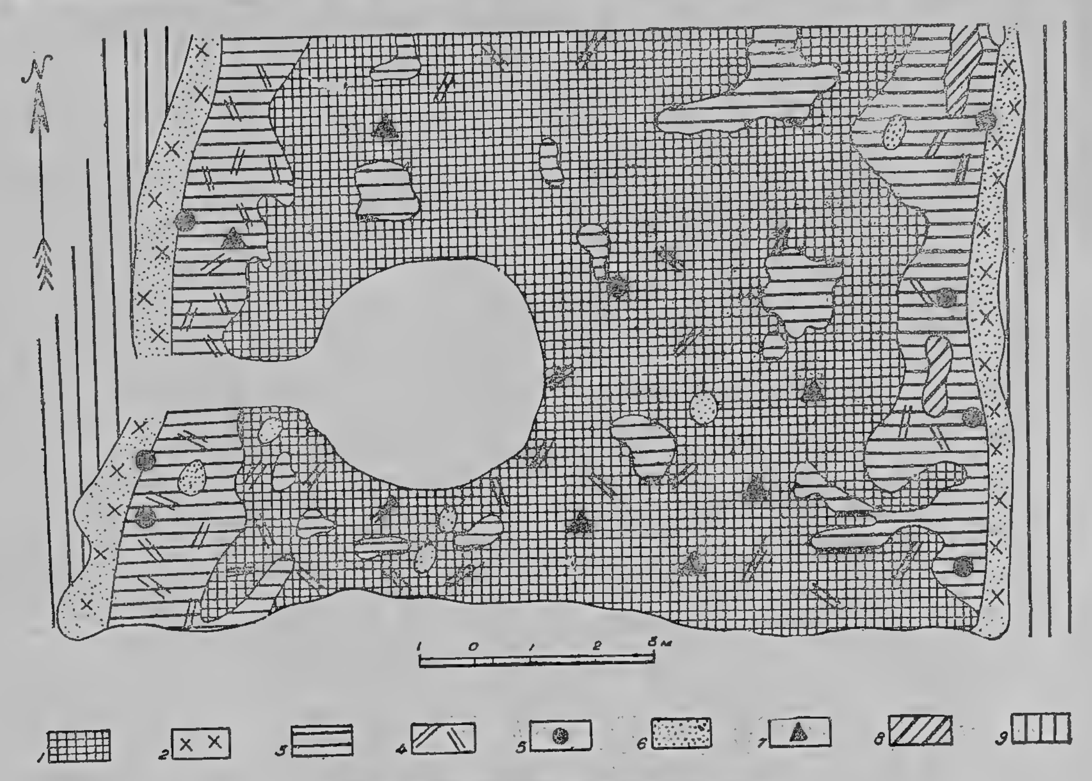


Рис. 4. План участка Лавриковской жилы.

1—микроклин, 2—желтая слюдка, 3—плагиоклазовый пегматит, 4—мусковит, 5—гранат, 6—кварц, 7—турмалин, 8—плагиоклаз, 9—гнейс.

Fig. 4. Plan of the area of Lavrikov Vein.

1—microcline, 2—yellow mica, 3—plagioclase pegmatite, 4—muscovite, 5—garnet, 6—quartz, 7—tourmaline, 8—plagioclase, 9—gneiss.

70 *м*. Простирание меридиональное, падение вертикальное. У зальбандов жила (рис. 4) сложена «грейзеновидной» мелкозернистой породой из серого кварца и желтой слюдки; мощность зоны 0,5 *м;* затем идут 0,5 *м* мелкого плагиоклазового пегматита с небольшими пачками и кристаллами мусковита и далее само тело жилы, сложенное блоками белого микроклин-пертита, микроклин-плагиоклазовым пегматитом, мусковитом, кварцем и небольшим количеством структурного пегматита. Плагиоклаз центральной части жилы — кислый олигоклаз, серо-белый, иризирующий в голубовато-зеленых тонах. Мусковит, равномерно распределенный по всему телу жилы пачками, до 6 × 10 *см* в ребре, рубинового цвета. Пачки его часто испорчены гофрировкой и «елочным» строением кристаллов. Слюда приурочена к пегматиту и к границе пегматита с микроклином; по спайности иногда прорастается пленками кварца; наблюдается цепочное расположение пузырьков воздуха между спайными пластинками. Микроклин-пертит чистый, молочно-белый, дает блоки до 1,5 $м^2$ чистого шпата. По микроскопическим данным пертитовых вростков до 10—15%, замер пертита на столике дал чистый альбит № 0.

Шлиф № 16:

╱Ng 73°			
B—Nm 18°	2V = + 74°		Закон
╲Np 90°			[001]
		B ⊥ P	карлсбадский

Кварца в жиле немного, обычно он в пегматите и структурном пегматите. Из других минералов в жиле встречены: красный гранат, черный турмалин, хлорит, серицит, апатит. На северном конце жилы имеется круглый забой с выводной канавой для стока вод диаметром 5 *м* и глубиной 2 *м* (рис. 4). По указаниям старожила А. Макеева (д. Выгостров) из жилы добывались большие «каба-

ны» слюды. Судя по выработке, с глубиной количество слюды не уменьшается.

Инж. Пресман, производивший предварительное опробование жилы, дает запас слюды на глубину 10 *м* по В + С = 93 *т*, при выходе сортовой слюды 0,5% от тела жилы, из следующего расчета:

$$50 \times 15 \times 10 \times 2{,}5 \times 0{,}5\% = 93{,}75 \text{ т}.$$

Данные эти являются довольно осторожными, можно рассчитывать на то, что длина и мощность жилы не менее чем в два раза окажутся больше.

Алексеевская жила находится в 1 *км* от Лавриковской на юг. Мощность ее 8—10 *м*, по простиранию достоверно прослежена на 70 *м*. Посредине жилы находится яма-забой 20 × 10 *м* и глубиной 6 *м*, залитая водой. В яме жила выбрана от зальбанда к зальбанду. Сложена жила микроклиновым пегматитом с небольшими его блоками. Мусковит встречается только в отвалах; он перемят, с пузырьками воздуха, разбит трещинками натяжения. По простиранию жилы, южнее, находится ряд выходов кварца среди гнейса; он светлорозового цвета и наполнен желтой слюдкой, расположенной параллельными полосами. Видна перемятость участков кварца с зеркалами скольжения, на которых выступают медные зеленые натеки. Жила была наилучшей по выдаче слюды, она давала «кабаны» по 300 *кг*. Всего, по данным Гинзбурга *(5)*, вынуто 6 *т*, причем выход очищенной слюды составлял 43% комовой и процентно распределялся так:

35 × 35 *мм*	— 20%
50 × 50 »	— 15%
70 × 70 »	— 5%
100 × 100 »	— 3%

Жила Кузнечный Бор находится в 1 *км* на восток от Алексеевской; наибольшая мощность ее 15 *м*, по простиранию точно не прослежена, но длина всех выходов более 200 *м*. В северном конце жилы три небольших ямы — выработки. Сложена жила плагиоклазовым пегматитом и небольшим количеством кускового белого микроклин-пертита; плагиоклаз серый, иризирующий; мусковит янтарного и рубинового цвета, разбросан щетками по всему телу жилы, часто перемят, перист; кварц серый, бесцветный и дымчатый. По старым данным, жила давала хорошую слюду. Инж. Пресман дает запас по В + С 93 *т*.

Жила Слюдяная находится невдалеке от Лавриковской на восток — это линза (50 × 20 *м*) пегматита в кианито-ставролитовых сланцах, со множеством ксенолитов их в теле жилы. Она сложена тем же плагиомикроклиновым пегматитом и кусковым микроклином. Слюды в жиле много, цвет янтарный, но она часто гофрирована под углом в 60°. Щетки, до 20 × 10 *см* и более, разбросаны по всему телу жилы, концентрируясь у западного края, где были взрывные работы. Суживающиеся концы жилы сложены серым прозрачным кварцем. Западный зальбанд жилы расположен на краю уступа в 1,5 *м* высотой.

Жила Апатитовая расположена рядом с Алексеевской, — это линза 80 × 30 *м*, сложенная микроклино-плагиоклазовым пегматитом. Южный конец жилы сильно осланцован, в нем появляются полосы аплитового характера с апатитом и мелкими спутанными кристалликами мусковита.

Жила инж. Пресмана № 6, при мощности 8 *м*, прослежена на 50 *м*; аналогична Лавриковской, находящейся рядом.

7. Месторождения Картешного Бора расположены в 4 *км* к югу от с. Сороки. Здесь на незначительном пространстве сконцентрировано до 15 жил; они небольшие, средняя мощность их 3—4 *м*. Тело жил сложено микроклино-плагиоклазовым пегматитом, часто структурным и тонкоструктурным (жила № 4), и кусковым микроклином (рис. 5). Минералы, встреченные в жилах: микроклин-пертит, плагиоклаз (олигоклаз № 23), серый кварц, биотит, турмалин, гранат, апатит, мусковит и желтая слюдка, которая развивается по трещинкам в плагиоклазе и микроклине. Микроклин и плагиоклаз во всех жилах слаборозового цвета. Биотит встречается большими пластинками, разбитыми трещинами натяжения на полосы, и является повсеместно распространенным, что обесценивает пегматит. Черный турмалин, часто прорастаемый по длине кварцем, выделяется на всем промежутке жилообразования; так, мы его встречаем в плагиоклазе, микроклине и в кварце, где его особенно много; он часто скопляется кучно, дает большие кристаллы до 60 *см* длины и более, турмалиновые солнца в кварце; кристаллы его всегда с хорошо образованными головками (жилы № 8 и № 9). Мусковит практически отсутствует — это является руководящим условием при поисках для данного района, так как наличие турмалина в большом количестве и биотита служит отрицательным признаком для мусковита.

8. В Сумском участке распространен несколько отличный тип жил, характеризующийся обычно появлением серо-розового микроклина, который иногда является тончайшим микропертитом, слегка серицитизированным, с мелкими, ориентированно расположенными шестиугольными микротабличками красного гематита. Микроклин в виде небольших кристаллов обособляется в микроклино-

плагиоклазовой пегматоидной массе. Биотита немного, обычно он в виде мелких листков. Типичных минералов с летучими компонентами не встречено — так, мусковит, турмалин и апатит отсутствуют, но присутствует магнетит в крупных выделениях (жила близ д. Юково).

Жилы часто плохо отграничены от вмещающего гранита или инъицированных гнейсов, в которых залегают, границы их как бы расплываются в породе; обычно они незначительных размеров. В Сумском участке встречаются также и редкие жилы с мусковитом (мыс Матвеиха).

На острове Разострове встречена единственная в Сороко-Сумском районе чисто небольшим температурным интервалом примерно фазы В — Е, т. е. 800—500° *(8)*, со следующей, намечающейся последовательностью начал минералообразования:

турмалин
плагиоклаз, кварц
гранат, биотит, микроклин
апатит, мусковит;

то же относится и к жилам Картешного Бора.

Процесс образования жил Сумского участка закончился в более высокий температурный период; за это говорит гомогенный микроклин, магнетит, полное отсутствие минералов с летучими компонентами и их близкое расположение к магматическому очагу.

Следует отметить нигде в районе не встре-

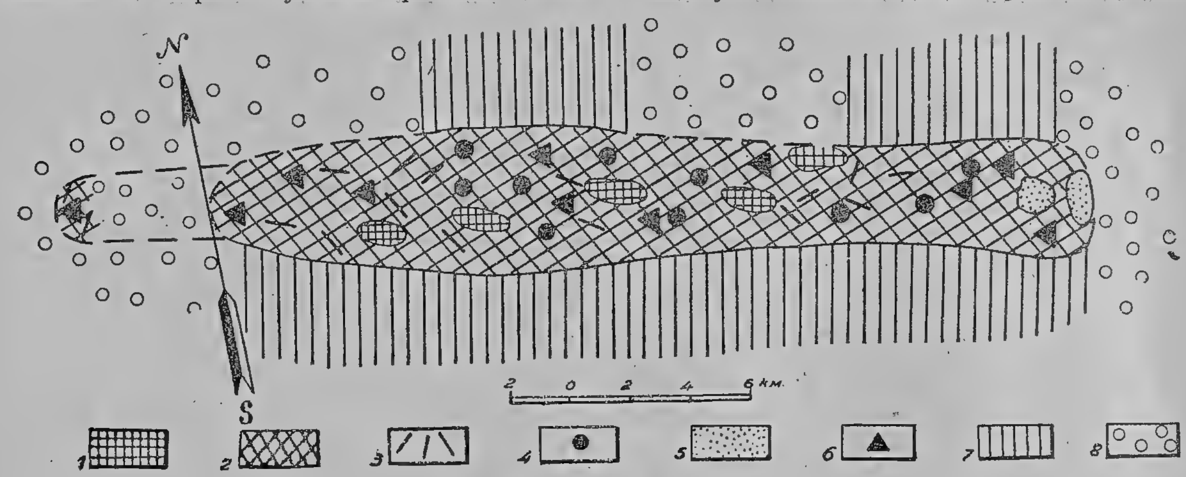


Рис. 5. План жилы № 8. Картешный Бор.

1—микроклин, *2*—микроклино-плагиоклазовый пегматит, *3*—биотит, *4*—гранат, *5*—кварц, *6*—турмалин, *7*—гнейс, *8*—наносы.

Fig. 5. Plan of the Karteshni Bor. Vein № 8.

1—microcline, *2*—microcline-plagioclase pegmatite, *3*—biotite, *4*—garnet, *5*—quartz, *6*—tourmaline, *7*—gneiss, *8*—alluvium.

плагиоклазовая жила, залегающая в амфиболитах. Плагиоклаз в жиле водяно-прозрачный, замер его на столике дал № 30.

Шлиф № 348: ⟋Ng 81°
B—Nm 9° Закон [100]
⟍Np 87° (010)
B⊥P Альбит—Esterel

Под микроскопом он оказался тончайшим антипертитом. Аналогичный плагиоклаз был описан Беликовым (*1*) с полуострова Медведок, где он по анализу содержит 5,90% CaO.

9. Вопрос о генезисе и классификации пегматитов района является темой специального исследования, здесь уместно привести только предварительные данные.

Выдерживающийся минералогический состав жил Слюдяного Бора (мусковит, иризирующий плагиоклаз, белый, отчасти розовый микроклин-пертит) указывает на то, что они являются однотипными и однофазными за исключением Лавриковской и определяются ченную пересекаемость жил и их частое ориентированное расположение, отмеченное выше, что дает указание на их одновозрастность.

10. Промышленное значение имеют только месторождения Слюдяного Бора. Здесь можно отметить 3 жилы, как несомненно могущие дать слюду: Лавриковскую, Кузнечный Бор и Слюдяную; попутно в Лавриковской можно брать и полевой шпат. Запас слюды в них сравнительно небольшой, на открытие новых жил больших надежд нет, так как местность заболочена, а все так называемые «борки» — обнажения — были автором просмотрены. Целесообразность же постановки небольших эксплоатационных работ, вначале на Лавриковской жиле, несомненно имеется, так как теперь условия транспорта в связи с постройкой Беломорского канала улучшились; месторождения от него отстоят всего в 4—5 *км* и могут эксплоатироваться комплексно на слюду и полевой шпат. Больших

капитальных затрат не требуется, так как на месторождении имеется изба, сарай и баня. Зимой 1934 г. Ленслюдкомбинат ставил на Лавриковской и Алексеевской жилах детальную разведку и пробную эксплоатацию.

Остальные месторождения как шпатовые и слюдяные не годны. Постановка новых поисковых работ в районе нецелесообразна, но заслуживает внимания направление их на SE к г. Онеге, где имеются аналогичные геологические условия и указания на пегматиты *(2)*.

В заключение приношу благодарность проф. П. А. Борисову, давшему ценные указания при составлении настоящей заметки.

Литература

1. Беликов Б. П. Исследования плагиоклаза с полуострова Б. Медведок. Тр. Петр. инст. Ак. наук, вып. 2. 1932.
2. Белянкин Д. С. К петрографии Поморского берега Белого моря. Тр. Петр. инст. Ак. наук, вып. 2. 1932.
3. Борисов П. А. Пегматитовые жилы западного Беломорья. Тр. Института по изучению Севера, вып. 33. 1926.
4. Гинзбург И. Слюда. Материалы для изучения естеств. произв. сил России, вып. 34, изд. Ак. наук. 1920.
5. Гинзбург И. Слюда. Сб. „Нерудные ископаемые", т. III, изд. Ак. наук. 1927.
6. Судовиков Н. Г. Геолого-петрографический очерк Шуезерского района. Тр. ЛГГГТ, вып. 6. 1934.
7. Судовиков Н. Г. О метаморфических фациях ятулийских горных пород. Тр. Ленингр. общ. естествоисп., т. LXIII, вып. 2. 1934.
8. Ферсман А. Е. акад. Пегматиты, т. I. Изд. Ак. наук. 1931.
9. Andersen O. Discussions of certain phases of the genesis of pegmatites. Norsk Geologisk Tidskrift. Oslo. 1931. Tolvte (12) bind. SS. 1—56.

The pegmatites of the Soroki-Sumy District

By *L. Kosoi*

Summary

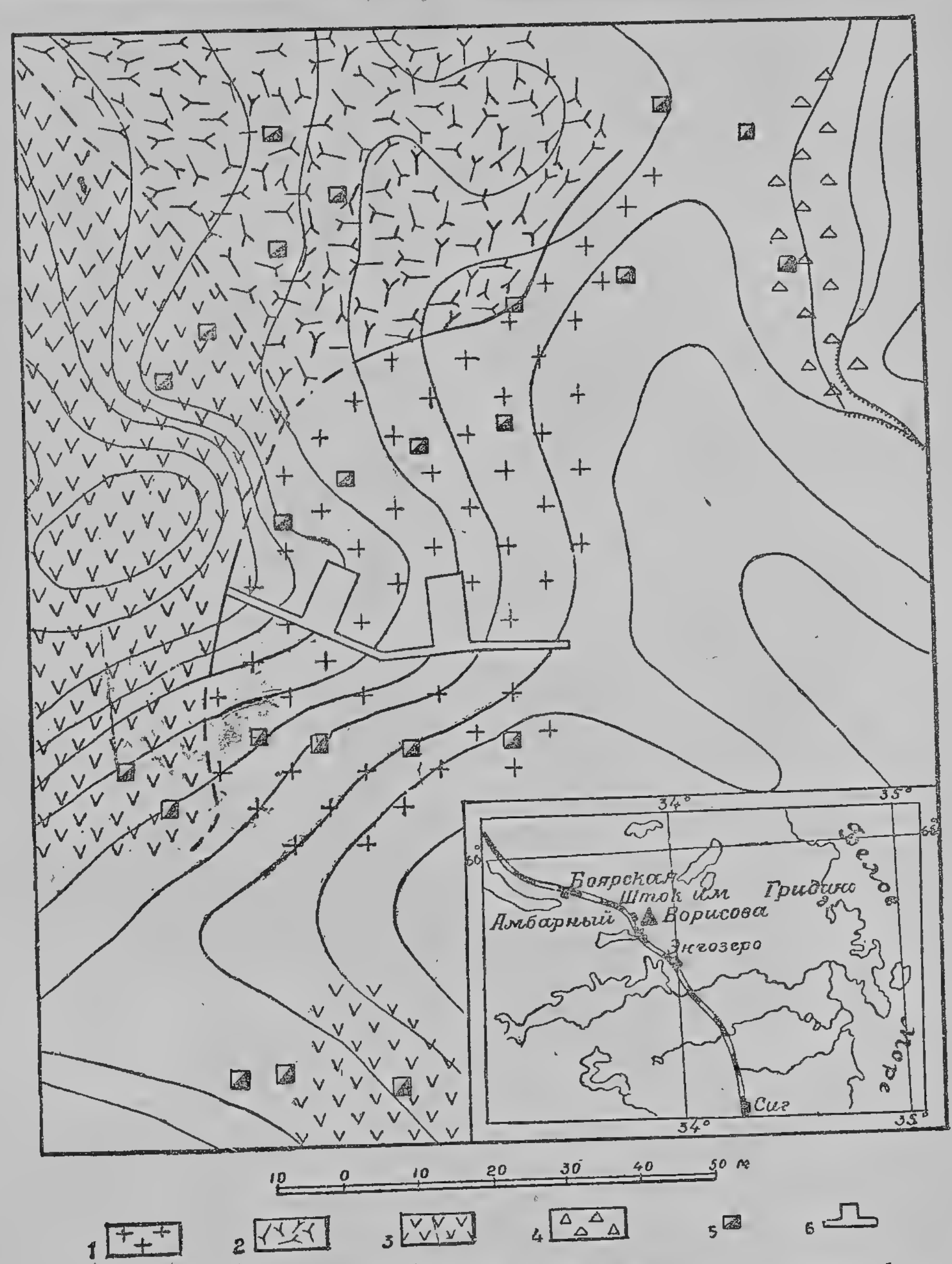
The writer has carried out a search for pegmatites and a geological survey in the Soroki District of the Aut. Karelian SSR, in two areas, those of Soroki and Sumy (fig. 1). The paper begins with a brief hystorical review of the mica production in these areas; next follows a geological characteristics (figs. 2 and 3). An interesting point in it are the facts proving the older age of the granites of Soroki District, as compared with that previously assigned to them (i. e. Post-Jatulian). Next follows a characteristics of the vein „bunches" of Sliudianoi Bor, Karteshni Bor, and of the Sumy area. In Sliudianoi Bor the veins are distinguished by the presence of commercial muscovite (fig. 4). Those of Karteshni Bor contain impurities in the form of biotite and tourmaline (fig. 5). In the veins of the Sumy area the absence of minerals with volatile components and other facts are an evidence of that the formation of pegmatites was near to its end and of its higher temperature phase as compared with that of the preceding. The writer is further noting the expediency of starting mining works on a small scale, for mica and spar, first of all in the Lavrikov vein.

Новое полевошпатовое месторождение

А. Л. Крист

Истощающиеся запасы полевого шпата заставляют за последнее время все с большей тревогой задумываться над проблемой расширения сырьевой базы для керамической промышленности. Эксплоатировавшееся наиболее крупное месторождение Панфилова варака в Чупинском районе АКССР к настоящему времени уже исчерпывается почти полностью. Известная весьма крупными размерами жила имени Самойловича, как показала геологическая разведка колонковым бурением, не сможет на сколько-нибудь продолжительный срок обеспечить карельскую базу полевошпатового сырья. Целый ряд мелких изолированных жил, в общей совокупности содержащих весьма крупные запасы, также не могут представлять особого промышленного интереса как по качеству требуемого кускового материала, так и вследствие разрозненности и недостаточной разведанности, что весьма затрудняет их экономическое освоение. Помимо этого слагающий их материал часто представлен смешанным и нередко даже плагиоклазовым пегматитом. Хотя вопрос использования плагиоклаза и плагиоклазового зернистого пегматита в керамической промышленности следует уже считать разрешенным, все же до настоящего времени этот вид сырья практического применения в промышленности не получил. Точно так же и применение чисто микроклинового пегматита в молотом виде ожидает для своей реализации пуска первого пегматитового завода в Кондопоге.

В настоящее время промышленность предъявляет большой спрос почти исключительно на кусковой полевой шпат микроклин, кварц, т. е. редкие в составе карельских жил компонентам мы еще не подготовлены, запроектировав завод только для помола пегматитов без последующей их очистки. Все более увеличивающиеся затруднения в связи с расту-



План штока „им. проф. П. А. Борисова" у озера Печного. Сечение через 1 *м.* Составил А. Л. Крист.

1—пегматит, *2*—микроклиновый гранито-гнейс, *3*—амфиболит, *4*—габбро-норит, *5*—шурфы, *6*—канава.

Plan of „Prof. P. Borisov's" stock at Lake Pechnoye. Contour intervals 1 m. Composed by A. Krist.

1—pegmatite, *2*—microcline granite-gneiss, *3*—amphibolite, *4*—gabbro-norite, *5*—prospect pits, *6*—tranch.

поненты, дефицит которых все более становится острым; пегматит же карельских месторождений как керамическое сырье потребует в большинстве случаев обогащения, к щими потребностями второй пятилетки в области обеспечения керамической промышленности сырьевой базой заставят горнодобывающие организации в самом ближайшем бу-

дущем заниматься вопросом пересортировывания отвалов как на старых, так и на ныне действующих рудниках. Однако и этот путь не сгладит остроты положения, почему каждая новая находка высокосортных чистых микроклиновых пегматитов и в особенности кусковых керамических минералов является особо актуальной.

Чупинский пегматитоносный район, являющийся в настоящее время основным поставщиком полевошпатового сырья, все еще далеко недостаточно разведан, и потенциальные возможности этого насыщенного пегматитовыми телами района несомненно весьма значительны и далеко не исчерпаны. Поисковыми работами на слюду партией ЛГГГТ в 1934 г. в районе между озерами Энгозером, Боярским и Крестовым, под моим руководством, было обнаружено пегматитовое тело весьма крупных размеров, названное именем проф. П. А. Борисова. Как по условиям залегания, так и по составляющему его материалу это месторождение представляет весьма серьезный промышленный интерес. Оно находится в благоприятных экономических условиях, располагаясь в 2,7 *км* к востоку от разъезда Амбарного Кировской жел. дор., на Печном наволоке, в 500 *м* к востоку от оз. Печного. По условиям залегания оно соответствует штоку, имеющему по поверхности форму эллипса, вытянутого в направлении NE 35—40° с углом падения около 80° на E.

С запада, юго-запада и юга тело окаймляется массивным полевошпатовым амфиболитом, с северо-запада контактирует с гнейсами. С северо-востока возвышается куполовидный массив, сложенный габбро-норитами. С юго-восточной же стороны пегматитовое тело граничит с несколько заболоченной низиной.

По данным многолетних работ проф. П. А. Борисова, в том же Чупинском пегматитоносном районе установлено следующее положение, практически весьма важное и руководящее при поисках крупных пегматитовых жильных выделений: наиболее крупные пегматитовые тела, дающие главное промышленное сырье — калийный полевой шпат, приурочены или к массивным амфиболитам, как вмещающим жилы породам, или к контактам массивных пород с гнейсами и кристаллическими сланцами. Общая геологическая ситуация условий залегания найденного жильного тела и данные работ партии этого года целиком и полностью подтверждают эту закономерность.

Все месторождение покрыто моренными отложениями мощностью от 0,40 *м* в наиболее возвышенной части до 5—6 *м* в восточной, наиболее глубоко денудированной ледником. Так как месторождение вскрыто только рекогносцировочными вскрышными работами в нескольких точках (канавой вкрест простирания и шурфами), то точного суждения о его величине, составе и структуре в настоящее время дать нельзя. Прослежено жильное тело пока на 100—110 *м* по простиранию и на 44 *м* по мощности. Судя по геологическим данным и общей ситуации местности, месторождение имеет 50—55 *м* мощности. Такие размеры позволяют настоящее месторождение «имени проф. П. А. Борисова» отнести к одному из наиболее крупных и редких в северной Карелии.

Месторождение состоит из крупных участков высокосортного структурного микроклинового пегматита с отдельными блоками розового микроклина и кварца на имеющем подчиненное площадное развитие общем фоне мелко- и среднекускового смешанного пегматита. Наличие крупных обособлений чистого кварца и микроклина в составе графического и кускового пегматита является важным показателем на вероятность участков с крупной диференциацией в жильном теле. Структурный микроклиновый пегматит, занимая значительные площади, почти совершенно не загрязнен. Только в двух случаях, на участках в 0,5 $м^2$, замечены слабые загрязнения мелкими чешуйками биотита.

Учитывая благоприятные транспортные условия, размеры и состав этого пегматитового тела, сложенного преимущественно, если не главным образом, микроклиновым пегматитом, его следует рассматривать как одно из промышленно серьезных и наиболее интересных месторождений керамического сырья.

В настоящее время на очереди стоит вопрос выяснения качества и запасов полезного ископаемого, его структуры и минералогического состава на глубине, как предварительной стадии для постановки промышленной разведки.

Следует попутно отметить, что открытие этого нового месторождения, целиком скрытого под наносами, в известной степени является счастливой случайностью. В таких условиях действовать наверняка при поисковых работах на пегматиты Карелии можно было бы путем систематического применения геофизических методов подземного оконтуривания жил, как это доказано опытной работой геофизического отряда ЛГГГТ в 1934 г. в Чупинском районе. Приуроченность наиболее крупных и промышленно интересных жил в Карелии к выходам амфиболитов или к их контактам с гнейсами дает указание, на каких площадях следовало бы в первую очередь применять для поисков геофизику.

A new felspar deposit

By *A. Krist*

Summary

In the summer of 1934 prospecting for mica led to the discovery in the Chupa pegmatite district (which is our main source of raw felspar products) of a large stock named in honour of Prof. P. Borisov. The deposit is located 2—7 km east of Ambarny Station of the Kirov Line. Judging from its general geological situation, mode of occurrence — in the contact of massive albitophyres with microcline gneiss-granites, its size (100—110 × 50—55 m) and the composition of its constituent rocks, this deposit is one of the largest known in Northern Karelia. According to data of preliminary reconnoitring stripping works, it consists of large areas of high-grade structural microcline pegmatite and a separate block segregations of pure microcline and quartz on a general background of fine and medium pieced mixed pegmatite.

As shown by the lasting works of prof. P. Borisov, as well as by the works of the present year's party, large pegmatite deposits are to be sought for by complex methods of searching, with simultaneous application of geophysical methods in the areas of distribution of massive amphibolites, gabbro-norites and in the zones of contact with them of other rocks.

О деталях складчатости известняков Южного Оленьего острова на Онежском озере

Л. Я. Харитонов

Южный Олений остров входит в состав группы островов северной части Онежского озера вблизи оконечности Заонежского полуострова. Площадь его около 1,0 *км*², протяженность с NW на SE 2 *км* и ширина с SW на NE около 0,5 *км*. Осевая часть острова в средней части возвышается над уровнем озера на 15 *м*, откуда замечается плавное понижение к берегам по всем направлениям.

На всей площади остров сложен доломитизированными известняками и подчиненными им белыми чистыми известняками. Доломитизированные известняки обладают прекрасной слоистостью и полосчатостью. Большая часть их окрашена в красный, желтовато-красный и серый цвета. Реже встречающиеся темносерые разности обычно не носят даже признаков слоистости и имеют мраморовидный облик. В минералогическом составе доломитизированных известняков, кроме кальцита и доломита, существенное место принадлежит кварцу как в виде жилковатых полосок, так и в виде отдельно разбросанных в породе изометрических зерен. Химический состав доломитизированных известняков характеризуется содержанием окиси магния 10—11% и даже 16—17%.

Стратиграфически ниже доломитизированных известняков залегают белые чистые известняки крупнозернистого мраморовидного сложения без каких-либо признаков слоистости. Они состоят почти исключительно из кальцита. Содержание окиси кальция постоянно и равно 52—54%.

Доломиты и известняки Южного Оленьего острова принадлежат к средним горизонтам карельской формации (ятулия), широко развитым на северном побережьи Онежского озера и образующим вместе со сланцевой шунгитоносной свитой Прионежский синклинорий, погружающийся к югу (по В. М. Тимофееву). Южный Олений остров занимает лишь незначительный участок этой обширной области, обладающей своеобразной тектонической структурой.

Судя по литературным источникам, прежними авторами уделялось внимание Оленьему острову благодаря бариту, встречающемуся на нем в толще доломитов и известняков в форме гнезд и жилок, к которому до последнего десятилетия проявляли интерес и промышленные организации. Барит добывался попутно с известняком главным образом в южной части острова. Естественно, что взоры исследователей обращались поэтому к вопросам условий залегания и нахождения на острове барита.

В. М. Тимофеев в своей статье (2), посвященной Оленеостровскому месторождению барита, подробно разбирая вопросы условий и характера залегания гнезд барита, а также причины окраски последнего, устанавливает, что гнезда барита встречаются в ядрах и раздувах мелких антиклинальных складок NW простирания с общим погружением осей складок к NW. Далее он указывает, что благодаря пережимам в складках антиклинальные полости, заполненные баритом, являются

не сплошными по всей длине складки каналами, а изолированными друг от друга пустотами, расположенными последовательно в четковидном порядке. Кроме того автор той же статьи указывает, что «так как складки

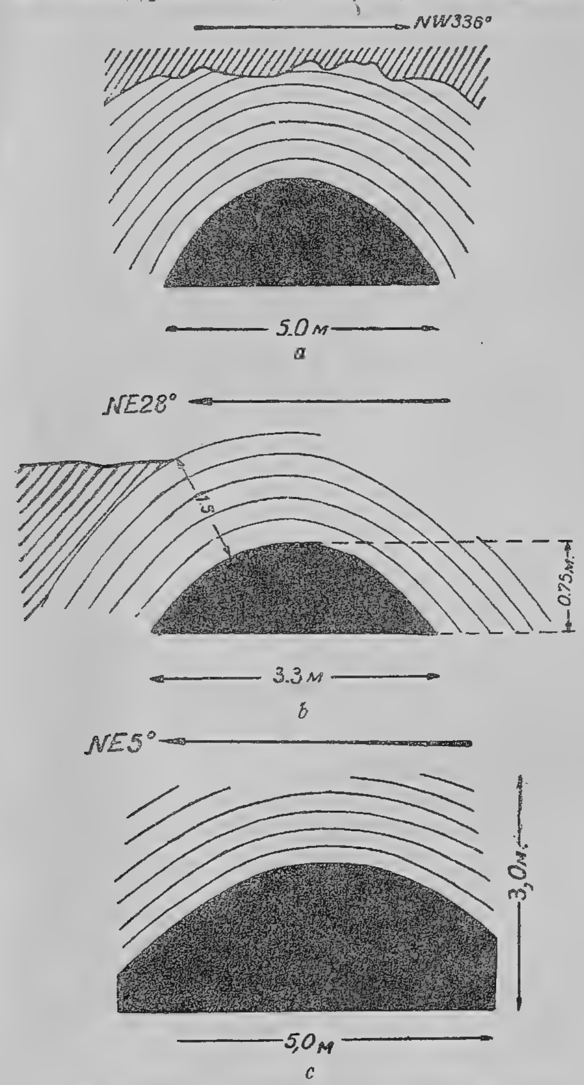


Рис. 1 *a, b, c*. Разрезы куполовидных складок.
Fig. 1 *a, b, c*. Sections of the dome-like folds.

сильно выжаты, то нижняя часть пустот сдавлена и закрыта, и сами пустоты приурочены лишь к верхней части антиклиналей, тогда как нижняя часть последних сильно пережата». Далее автор говорит, что «в отдельных случаях мелкие складки бывают выжаты и даже вывальцованы вдоль оси складчатости и опрокинуты обычно к северо-западу».

Таким образом он естественно приходит к заключению, что полости, заполненные баритом, возникли тектоническим путем, а не являются пустотами карстового типа, как указывали прежние исследователи (П. А. Борисов, *1*).

В последние годы на Южном Оленьем острове довольно широко развертываются эксплоатационные работы на белую разность известняков. Это пока единственное в Карелии месторождение химически чистых известняков, потребность в которых из года в год возрастает. Добыча в настоящее время носит планомерный характер и ведется широким открытым карьером в северо-западной части острова от его юго-западного берега в направлении на NE. Длина карьера более 150 *м* при ширине в забое до 40 *м*.

В связи с тем что белая разность известняка занимает незначительное место в общей массе добываемой породы и залегает в особых тектонических условиях, был поставлен вопрос изучения распределения ее на острове для учета запасов. Решение этой задачи прежде всего зависит от изучения местной мелкой тектоники доломито-известняковой толщи острова. С этой целью в ноябре 1933 г. мной был посещен Олений остров и осмотрены все многочисленные эксплоатационные выработки. В результате этого осмотра выявилось много интересных особенностей мелкой тектоники острова, рассмотрению которой и посвящена эта заметка.

На ряде примеров мелкой складчатости в старых выработках можно получить отчетливое представление о форме и типе складок.

В одной из выработок, находящейся на продолжении Большого северного карьера в центральной части острова, на стенке, ориентированной по азимуту NE 5°, мы видим серию антиклинальных и синклинальных складок, круто падающих к северо-западу. В ядрах антиклинальных складок залегает белый мраморовидный известняк. В нескольких антиклинальных складках известняк вынут из ядер при добыче, и на его месте остались гладкие полусферические полости в красном доломите. Слоистость последнего строго следует внутренней поверхности полости, ранее занятой белым известняком. На второй смежной стенке выработки, ориентированной почти перпендикулярно к первой (NE 70°), наблюдается серия совершенно таких же складок в ядрах антиклиналей, также заполненных белым известняком, но слои доломита падают в направлении на NE. На третьей стенке, противоположной первой, та же картина снова наблюдается, но те же слои падают уже на юго-восток. Наконец, на четвертой стенке, противоположной второй, мы видим аналогичные же слои, падающие на юго-запад. Сопоставляя между собой падение слоев на всех четырех стенках, мы устанавливаем, что складки имеют форму куполов (рис. 1 *a, b, c*).

Выработка, рассекая в двух направлениях доломиты, дает два разреза через складки: поперечный и продольный. В одном из них слои складчатого доломита падают на NW и SE, а в другом на NE и SW. Сравнивая ширину и форму складок по обоим разрезам, замечаем прежде всего их одинаковые размеры и, во-вторых, одинаковую форму складок с падениями слоев доломита во все стороны с одинаковой крутизной. Следовательно такие складки могут быть названы куполами.

Еще более наглядно такой характер формы складок наблюдается в той же выработке, где она переходит в большую искусственную пещеру. На потолке этой пещеры можно видеть, что своды таких куполов своей поверхностью параллельны слоям доломита. От потолка до основания пещеры здесь проходят отдельные расширяющиеся кверху столбы невыработанного серого доломита, как бы поддерживающие своды куполообразных складок, из ядер которых добыт белый известняк. Эти столбы серого доломита есть не что иное как промежуточные между куполами части складок, отвечающие в общем случае синклиналям. Осмотр многочисленных больших выработок и мелких ям на площади всего острова убеждает сразу же в существовании повсеместно куполовидной складчатости доломитов. В целой серии ям, расположенных севернее Большого эксплоатационного известнякового карьера, всюду на стенках выработок можно наблюдать правильной формы сферические ниши, расположенные близко друг к другу, которые при ближайшем рассмотрении оказываются частями складок куполов, ибо поверхность таких ниш строго следует слоистости доломита.

В огромном количестве небольших ям из той же группы выработок можно обнаружить падение слоев доломита во все четыре стороны и наряду с этим промежуточные направления падения между резко противоположными направлениями, сглаживающие эту резкость. Так, на стенках выработки размером 2 × 2 *м* сделаны следующие замеры направления падения слоев:

I. SW 220° ∠ 53°
II. NW 310° ∠ 35°
III. NE 40° ∠ 35°
IV. SE 105° ∠ 20°

Так как размеры ямы и в ширину и в длину одинаковы, то складка оказывается типичной куполовидной, вершина и ядро которой выработаны. О последнем можно судить по сохранившимся на стенках неполностью выбранным белым известнякам, главная масса которых, залегавшая в ядре купола, вынута при добыче.

Кустарями, добывавшими здесь известняк, повидимому подмечена закономерность распределения белых известняков в ядрах куполов, так как, выбрав в одной яме из купола известняк, они бросали ее и начинали новую яму тут же рядом, в новом куполе. В результате получилось много мелких выработок, очень тесно расположенных одна к другой. Еще более интересна целая цепочка небольших выработок, вытянутая вдоль острова в южной его части. Начинаясь от самого баритового карьера, выработки по прямой линии располагаются одна за другой в направлении к северо-западу и протягиваются на несколько сотен метров. Каждая из них



Рис. 2. Свод купола складки с выступающим ядром белого известняка из-под вынутого при добыче прикрывающего доломита в забое Большого северного карьера. Снимок ориентирован с NW на SE. Видно падение слоев к наблюдателю.
Fig. 2. Crest of dome-like fold with a core of white limestone seen on the working face to project from below the overlying dolomite extracted during the mining operations in the Great Northern Quarry. The photograph is oriented in a NW — SE direction. A dip of strata toward the observer is seen.

пройдена в одном, реже в двух куполах, и за ней следует другая выработка, проходящая в новом куполе и отделенная от предыдущей перемычкой в несколько метров.

Осматривая, наконец, Большой северный известняковый карьер, рассекающий северозападную часть острова в направлении с SW на NE от юго-западного берега острова к его оси, мы имеем возможность установить на боковой стенке карьера, на протяжении 80 *м*, 11 антиклинальных складок, из ядер которых при добыче опять-таки выбран белый известняк, и на месте последнего сохранились правильные полусферические полости. На передней стенке карьера, которая по мере добычи подвигается все ближе и ближе к оси острова, также видно несколько антикли-

нальных складок, в ядрах заполненных белым известняком. При этом, когда при проходке обрушиваются вышележащие горизонты коренных доломитов, видны обнажающиеся купола белого известняка (рис. 2 и 3).

Таким образом карьер боковыми стенками рассекает серию куполовидных складок в направлении с SW на NE, а передней стенкой в направлении с NW на SE (рис. 4 и 5).

Почти во всех выработках Южного Оленьего острова можно установить куполовидный характер складок, совершенно аналогичных описанным выше. В ядрах куполов во всех случаях залегает в виде полусфер белый известняк, повторяющий своими верхними контактными поверхностями слои доломита. При этом поверхность контакта белого известняка и красного доломита настолько резка и гладка, что известняк совершенно отчетливо отделяется от доломита (рис. 4).

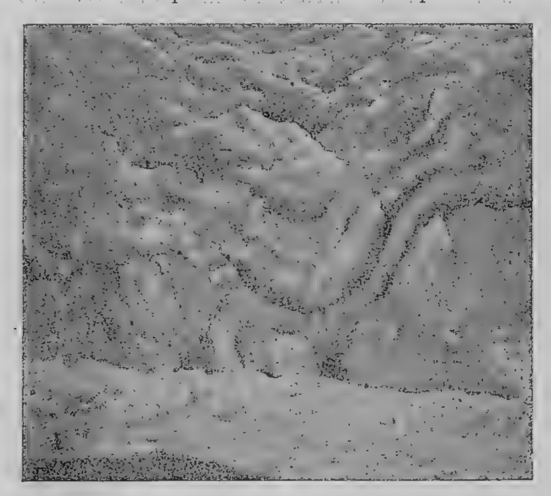


Рис. 3. Две куполообразные складки, разрезанные выработкой в направлении с SW на NE. В ядре складки белый известняк. Видно падение слоев от наблюдателя.

Fig. 3. Two dome-like folds dissected by the workings in a SW — NE direction. White limestone in the core of the fold. A dip of strata away from the observer is seen.

Из изложенного следует, что нахождение белого известняка в ядрах куполов обязано не выполнению каких-то полостей, возникших при тектонике или других процессах, а тому, что белый известняк совместно с верхней доломитовой толщей участвовал в процессе складкообразования.

Складки очень мелкие; во всех наблюденных случаях выдерживаются такие размеры: ширина и длина куполов в основании ядра от 1 до 5 *м*, наиболее распространенные размеры 3—4—5 *м*. При брахиантиклинальном типе складок длина обычно превышает ширину в два или, реже, в три раза. Высота куполов соответствует в общем их ширине.

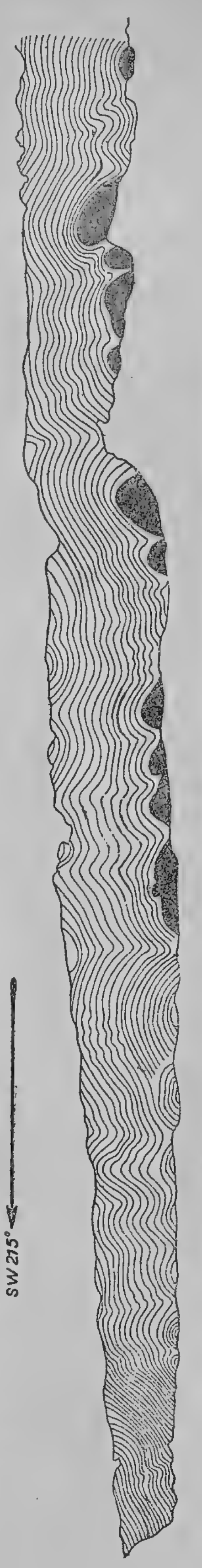


Рис. 4. Зарисовка боковой (левой) стенки Большого северного карьера. Масштаб 1 : 400.

Fig. 4. Sketch of the side (left) wall of the Great Northern Quarry. Scale 1 : 400.

Во взаимном расположении и связи куполов друг с другом, а также в поведении серии куполов в различных частях острова и в разных разрезах обнаруживается закономерная форма складчатой контактной линии доломитов и известняков, совместно складчатых.

На рис. 6 изображена зарисовка разреза через два купола в направлении NE 30°. Здесь мы видим две широкие округлые антиклинали и соединяющую их узкую, заостренную книзу синклиналь. Первые из них соответствуют куполам, а последняя — воронкообразным углублениям между куполами.

В большой выработке, расположенной приблизительно в 100 *м* северо-западнее устья Большого северного карьера, на южной стенке, образующей ломаный полукруг, видны три широких округлых купола и два воронкообразных узких промежутка между ними (рис. 7). На месте белого известняка видны три полусферических ниши. Каждый из куполов разрезан выработкой в разных направлениях: первый (слева направо) NW 336°, второй NE 20° и третий NW 290°. Между собой все три купола соединены указанными воронкообразными углублениями. В остроугольном основании последних доломит представляет собой брекчиированную породу.

С аналогичными же широкими формами куполов и узкими воронкообразными соединительными углублениями между ними мы встречаемся в южной осевой части острова в выработке у пикета № 9. Здесь на западной стенке, ориентированной в направлении NW 335°, видим разрез через серию куполов (рис. 8). И в этом разрезе широкие антиклинали чередуются с узкими синклиналями.

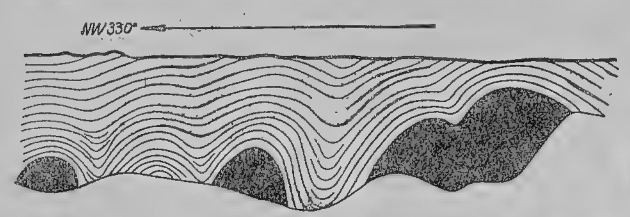


Рис. 5. Зарисовка передней стенки (забоя) Большого северного карьера. Масштаб 1 : 200.

Fig. 5. Sketch of the front wall (working face) of the Great Northern Quarry. Scale 1 : 200.

Наконец совершенно такие же формы складок наблюдаются в Большом северном карьере по боковой и передней его стенкам (рис. 4 и 5).

Отсюда следует сделать заключение, что для доломитов и известняков Южного Оленьего острова характерны широкие, расходящиеся книзу, округлые купола и заостренные, расходящиеся кверху, воронкообразные углубления, располагающиеся между куполами. В последних, как уже указывалось, ядра всегда сложены белыми мраморовидными известняками, которые никогда не встречаются в соединительных промежутках куполов, сложенных всегда красными и серыми слоистыми доломитами; поэтому складчатая контактная поверхность между доломитами и известняками в любом разрезе представляет собой ряд чередующихся выпуклых кверху полусфер и обращенных книзу воронок (рис. 7 и 8).

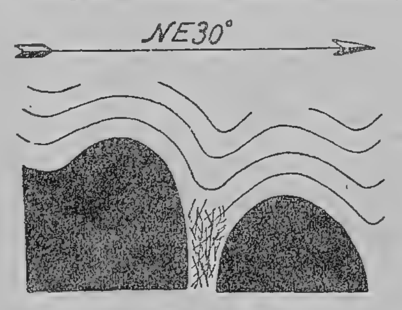


Рис. 6. Разрез через два широких купола с воронкообразным углублением между ними. Масштаб 1 : 100.

Fig. 6. Section of two broad domes with a funnel-like depression between them. Scale 1 : 100.

Эта зависимость формы и материала возникающих складок в совместно деформируемой толще известняков и доломитов не случайна; она подчеркивает неодинаковую способность известняков и доломитов реагировать на процесс складкообразования. Здесь повидимому играет роль степень пластичности материала: наиболее сопротивляющиеся складчатости белые мраморовидные известняки образуют широкие простые купола, менее сопротивляющиеся слоистые доломиты заполняют в течение периода совместной складчатости узкие промежутки между куполами; они оказываются как бы вдавленными в узкие воронкообразные углубления между более «жесткими» куполами мраморовидных известняков.

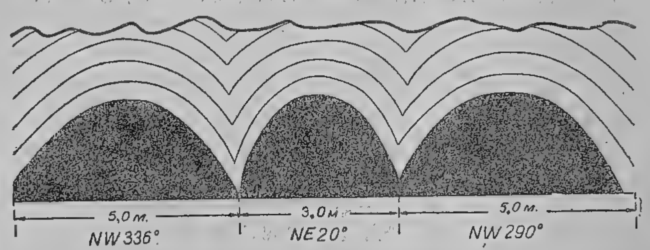


Рис. 7. Чередование широких куполов и узких углублений на стенке Большого северного карьера в 100 *м* к NW от его устья.

Fig. 7. Alternation of broad domes and narrow depressions in the wall of the Great Northern Quarry, 100 m NW of its mouth.

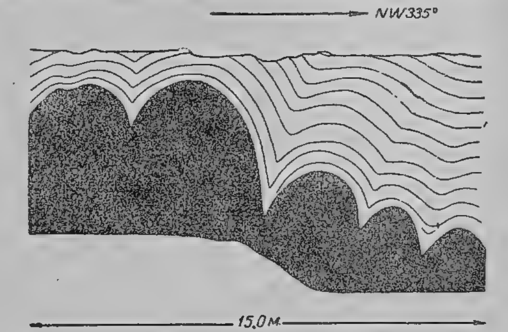


Рис. 8. Чередование широких куполов белого известняка и воронкообразных углублений с красным доломитом в разрезе серии складок у пикета № 9 в южной части острова.

Fig. 8. Alternation of broad domes of white limestone and of funnel-like depressions filled with red dolomite in the section of a series of folds at station № 9 in the southern part of the island.

Еще лучшим показателем различной степени податливости той или иной породы сжимающим усилиям служит тонкая мелкая складчатость типа гофрировки, прекрасно развитая повсеместно в слоистых разностях доломитов, но совершенно не наблюдаемая в неслоистых мраморовидных известняках и

доломитах. Слоистые, преимущественно красные разности доломитов, помимо участия в куполовидной складчатости совместно с белыми мраморовидными известняками, еще смяты в крыльях и сводах куполов в мелкие разнообразные складочки (рис. 9).

На рис. 10 показана зарисовка стенки разведочного разреза в южной части острова. Этот разрез рассекает доломитовую толщу с NE на SW от северо-восточного берега острова к его оси на протяжении 60 *м*. Как можно видеть из рисунка, доломиты смяты в



Рис. 9. Гофрированная складчатость на крыле куполовидной складки.
Fig. 9. Frilling in the limb of dome-like fold.

очень сложную мелкую серию складок; масштаб их измеряется долями метра. Здесь наблюдаются самые разнообразные по форме и взаимным сочетаниям складки, следующие одна за другой: веерообразные, изоклинальные, моноклинальные и пр. Такого типа гофрировка доломитовой толщи характерна лишь для определенной разности слоистого доломита. Среди этой последней довольно обычны участки мраморовидных серых и темносерых массивных разностей доломита, в которые переходят в горизонтальном и вертикальном направлениях слоистые, обычно красные разности. Такие участки массивных доломитов среди тонко гофрированной толщи слоистых доломитов, как правило, всегда разбиты трещинами и не собраны в складки (рис. 10а и 11). Повидимому, причина раз-

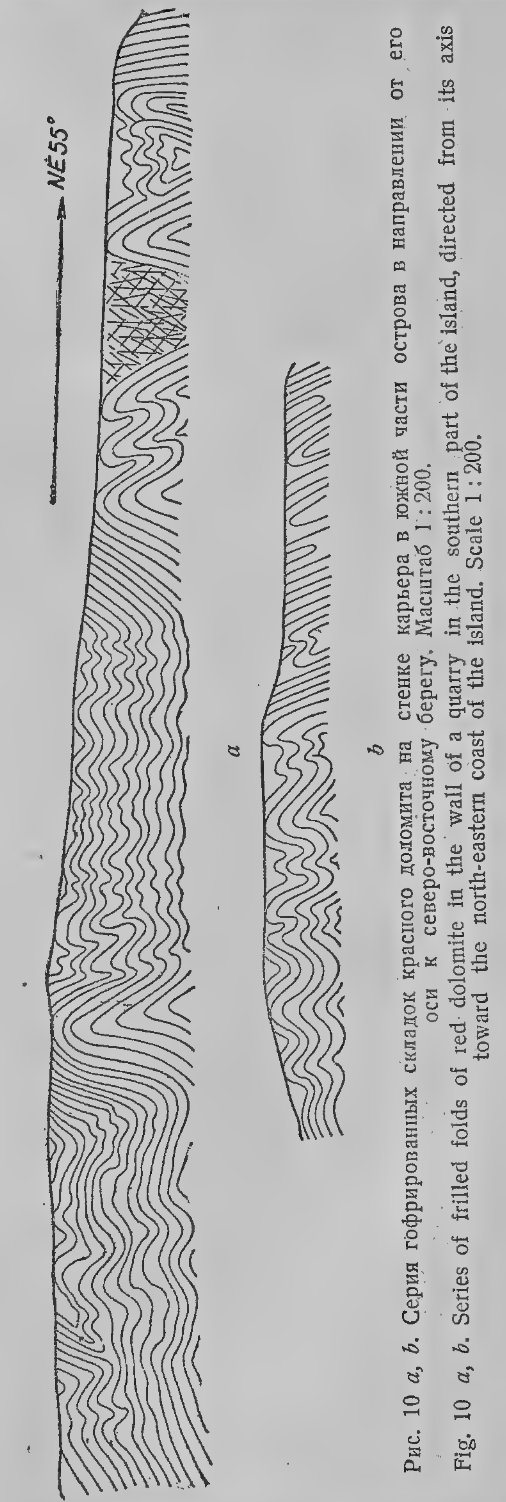


Рис. 10 *a*, *b*. Серия гофрированных складок красного доломита на стенке карьера в южной части острова в направлении от его оси к северо-восточному берегу. Масштаб 1 : 200.
Fig. 10 *a*, *b*. Series of frilled folds of red dolomite in the wall of a quarry in the southern part of the island, directed from its axis toward the north-eastern coast of the island. Scale 1 : 200.

ного (по форме) проявления тектоники в одной и той же толще, но в различных по текстуре пород участках, кроется в различ-

ной степени податливости и пластичности материала. В приведенном случае более «жесткими» оказались массивные серые доломиты и более податливыми (пластичными) — красные слоистые доломиты, на что указывает также наблюдаемая в них тончайшая микроплойчатость.

На зависимость форм проявления тектоники от степени мобильности того или иного материала указывает Holmquist (3). Им приводятся многочисленные примеры совместной мелкой складчатости лептиков и графических пегматитов из шведского архея (область Nåmolo) и лептитов и доломитов, лептитов и скарновых пород. В первом случае, согласно Holmquist'у, совместно-складчатые лептиты и пегматиты образуют чередующиеся широкие округлые и узкие заостренные складки, так как пегматиты образуют вдающиеся в лептиты «протуберанцы», а между последними лептиты дают заостренные клинья (flaps). То же самое он приводит для лептитов и дипломатов и лептитов и скарновых пород. На основании чередования широких и узких складок по контактной линии обеих пород Holmquist заключает, что лептиты лучше сопротивлялись складчатости, чем доломиты, а скарновые породы лучше, чем лептиты.

В разрезах поперек острова, т. е. с SW на NE, всегда можно наблюдать ясно выраженный наклон складок на юго-запад, постепенно увеличивающийся от оси острова к юго-западному берегу его; купола, которые в осевой части построены симметрично, по мере движения к SW делаются наклонными и даже лежачими.

Угол наклона от 15—20° (рис. 11) достигает чуть ли не до 40° (рис. 4). Наряду с наклоном куполов на SW, мелкие складки доломитов также наклонены на SW.

Наконец наблюдаются типичные сбросовые нарушения. На правой стенке (если стать лицом к забою) Большого северного карьера высотою в 7,5 *м* в серых тонкослоистых плойчатых доломитах наблюдается отчетливая плоскость скольжения. Здесь прекрасно сохранились царапины, желоба, борозды, выбоины и другие следы скольжения, заполненные бурой землистой брекчией трения. По этим данным можно заключить, что мы имеем дело с типичной плоскостью сбрасывателя, простирающейся в широтном направлении и падающей к N под углом 75°. Северное крыло сброса параллельно сбрасывателю разбито многочисленными трещинами.

В этом же крыле слои доломита сравнительно полого залегают и лишь слегка плойчаты (простирание доломитов здесь NW 310°, падение на SW 25—30°). Наоборот, в южном крыле доломит более плойчатый, и при том же простирании слоев падение их на SW доходит от 40 до 70°.

Сброс прослеживается на восток и через 150 *м*, в выработке у пикета № 6, снова фиксируется по прекрасной сбросовой плоскости, с еще более рельефно выраженными следами

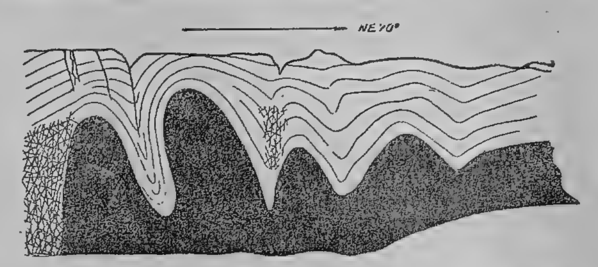


Рис. 11. Серия наклонных куполообразных складок с сильно трещиноватыми воронкообразными углублениями между куполами. Масштаб 1 : 100.

Fig. 11. Series of inclined dome-like folds separated by highly fractured funnel-like depressions. Scale 1 : 100.

скольжения и брекчией трения. Здесь сброс имеет то же широтное простирание и то же падение на N под углом в 73°.

Затем сбрасыватель получает угловой излом, и сброс уже простирается на NW, а через 15 *м* затухает в складчатой серии.

Описанный сброс косо рассекает доломитовую толщу острова в юго-западной его части. Следствием этого в этой же части острова является отсутствие в эксплоатационных выработках ниже лежащих белых известняков. Величина вертикального смещения лежит в пределах нескольких метров, но не более 10.

Толща доломитов и подчиненных им белых разностей чистых известняков Южного Оленьего острова, смятая в серию мелких куполовидных складок, в целом является частью складчатой структуры большего масштаба. Последнее устанавливается путем прослеживания уровня выходов белых известняков, являющихся своего рода маркирующим горизонтом толщи. На стенке того же Большого северного карьера (рис. 7), рассекающего, как говорилось выше, остров в направлении с SW на NE, в той части, где стенка карьера глубже всего врезалась в толщу пород и подходит близко к оси острова, находится самая высокая точка выхода белого известняка (12 *м* над уровнем озера). С постепенным передвижением вдоль боковой стенки карьера от оси острова к его юго-западному берегу вершины ядер куполов с белыми известняками появляются в разрезе все на меньшей и меньшей высоте относительно уровня озера. В устьи карьера выходы белых известняков находятся уже

на высоте 2,0 *м*. Расстояние по прямой от самого высокого выхода белых известняков до самого низкого — 80 *м*, и на этом расстоянии происходит погружение на 10 *м*, что в угловом выражении составит около 10° падения толщи к юго-западу. Внимательный осмотр залегания прикрывающих белые известняки доломитов позволяет также признать общее направление падения доломитов на SW.

Заключение

Из вышеизложенного можно сделать следующие основные выводы:

1. Толща доломитизированных слоистых и мраморовидных чистых известняков Южного Оленьего острова является частью большой сложной складки NW простирания, представленной на острове только одним крылом, падающим на юго-запад.

2. В пределах этого крыла существует мелкая куполовидная складчатость, в формировании которой приняли участие обе разности известняков. Эта куполовидная складчатость составляет характернейшую черту тектоники острова.

3. Белые мраморовидные известняки всегда на острове залегают в ядрах куполов. Стратиграфически выше лежащие слоистые, преимущественно красного цвета доломиты слагают своды куполов и воронкообразные углубления между ними. Эти же доломиты помимо участия в куполовидной складчатости смяты дополнительно в серию гофрированных и тонкоплойчатых складок.

4. Анализ форм тектоники всех разностей доломитов и известняков приводит к заключению, что более податливыми в отношении деформации оказались слоистые разности доломитов, давшие многообразные, исключительно резко выраженные мелкие складочки и образовавшие при совместной куполовидной складчатости с лежащими ниже мраморовидными известняками узкие углубления. В этом же процессе мраморовидные белые разности известняков, как более сопротивляющиеся складчатости, дали широкие купола; на этом их участие в складчатости ограничилось.

5. Степень податливости явлениям складкообразования, выясненная при изучении форм проявления последней, находится в прямой зависимости от механических свойств деформируемого материала. В нашем случае эти свойства в большей степени зависят от структурных и текстурных свойств породы, чем от ее литологического состава.

6. Как куполовидные складки, так и мелкие гофрированного типа складочки во всех случаях имеют наклон в направлении падения крыла главной складки острова, т. е. к юго-западу.

7. Если всюду на острове наблюдается закономерная связь белых известняков с формами складок, и если в ряде случаев наблюдается соединение между собой соседних ядер куполов под воронкообразными углублениями, то естественно заключить, что белые известняки имели широкое (в пределах острова) распространение и по форме представляли пластовое тело, совместно с доломитами участвовавшее в складчатости. Подчеркиваю, что под пластом я понимаю форму тела, а не генетическую природу его, ибо вопрос генезиса белых известняков в доломитовой толще остается открытым.

Для проверки указанного соображения были проведены шурфы с рассечками, которые подтвердили наличие мощного пласта известняков, также мелкоскладчатого, как и его верхние горизонты, выжатые в ядра куполов.

Неправильная форма залежи белого известняка обязана последующей посттектонической доломитизации известняка.

Таким образом прогноз об условиях залегания белых известняков, данный на основании изучения тектоники, оказался правильным, и промышленная оценка месторождения получила должное направление.

Литература

1. Борисов П. А. Месторождение барита в Олонецкой губернии. Труды Комиссии сырья Комитета военно-технической помощи. Петроград, 1917, вып. IV.
2. Тимофеев В. М. Оленеостровское месторождение барита на Онежском озере. Журнал „Поверхность и недра", 1926, № 7—9, т. 4.
3. Holmquist P. J. The relative plasticity of rockmasses under the influence of dynamic deformation. Fennia, 50, № 33, 1928.

On some details in the folding of limestones of Southern Oleny Island on the Onega Lake

By *L. Kharitonov*

Summary

In this paper the writer is describing some details of folding of Jatulian dolomites and limestones developed in Southern Oleny Island, situated in the northern part of the Onega Lake. The named island measures, from the NW to the SE, 2 km in length, by a width of 0,5 km.

In numerous old pits and quarries the writer could everywhere observe dome-like folds, up

to 5,0 m wide in their cores. These latter, in all the cases observed, are open downwards and consist of white marble-like limestone. The arch and sides of these domes are formed of red and grey clearly bedded dolomites. The contact between the dolomites and the limestone is, thus, folded, being moreover distinctly marked by the smooth hemispherical cavities left in the place of the cores of the domes, from which the limestone has been extracted. In the Great Northern Quarry, as well as in other more or less considerable workings, the writer in observing a series of such dome-like folds could state that they are connected by narrow funnel-like depressions made up of red, bedded dolomites while the domes formed of white marble-like limestones project upwards into the mass of the dolomites, as broad, rounded folds. In other words, the folded contact surface sharply bounding the lower-seated limestones from the overlying dolomites and closely following the folding of the latter, presents an alternating series of broad bulgings and of narrow, downwards pointed depressions. A similar picture is to be observed in every section through any series of dome-like folds.

In sections, crossing the island in a NE—SW direction, in the walls of the same workings and quarries it may be seen that from the axis of the island toward its south-western border the dome-like folds acquire a gradually increasing inclination toward the south-west. In the same part of the island, near the shore, the writer established basing upon the presence of a fault plane and friction breccia, the existence of a small latitudinal fault, highly dipping northwards, 150 m farther sharply changing its latitudinal strike to a NW (320°) one and further passing along that new strike into a series of dome-like folds strongly reversed to the SW, closely pressed to each other and with brecciated funnel-like depressions between them. Taking into consideration the increasing inclination of the folds towards the south-western shore of the island on the one hand, and the appearance of similarly oriented faults, on the other, the writer is inclined to conclude that these faults did arise during the folding process and that they might therefore be regarded to belong to the category of reversed faults (upthrusts).

The fine dome-like folding of the dolomites and limestones presenting the most characteristic feature in the tectonics of the island is moreover accompanied by an extremely intense and, as to its form, highly varied minute frilling everywhere developed, yet confined to the bedded varieties of dolomites alone, and never observed among the white limestone variety.

Analizing the type of interrelations of the series of domes and of the interspaces connecting these latter, and further comparing these forms with the character of the rock material constituting them, the writer comes to the conclusion that the rocks of a single series (i. e. the bedded dolomites and the compact marble-like limestones), being different in their structure and texture, have differently reacted to the process of folding. The specific mechanical properties of each rock variety constituting the deformed series caused a different resistance of these rocks against the folding. This resistance manifested itself in the different forms of the folds. The massive white limestones being the most resistant gave broad, rounded domes, whereas the less resistant bedded dolomites filled up the funnel-like depressions between the domes and, moreover, obtained an intense minute frilling.

In the northern part of the island, in the above mentioned Great Northern Quarry dissecting the dolomite and limestone series in a SW — NE direction, the writer did trace for nearly 150 m along one and the same wall of the quarry from the axis of the island toward its south-western border a gradual change in the level at which the cores of the series of domes are cropping out. Thus, in the axial part of the island the dome cores crop out on a height of 12 m above the level of the lake, while in the mouth of the quarry on the coast of the island, these cores appear at a height of only 2 m. Between these extreme points the elevation of the outcrops of the dome cores show intermediate values. This permits to conclude that as a whole the dolomite and limestone series has a gentle dip towards the SW, or, in other words, that the island presents the south-western limb of a large fold complicated by a fine dome-like folding.

Диатомиты северной Карелии

П. А. Варданянц

I. Введение

Первые находки диатомита в северной Карелии относятся к 1930 г. Эти находки и послужили причиной проведения поисковых и разведочных работ в 1930 и 1931 гг. В результате этих работ был выявлен ряд небольших месторождений диатомита непромышленного характера, что, возможно, и послужило мотивом прекращения этих работ, которые не возобновлялись до 1934 г. Вслед-



1 ▲ 2 ■ 3 •

Рис. 1. Карта главнейших месторождений диатомита в северной Карелии, обследованных в 1934 г. Номера месторождений см. в таблице 3.

1—местонахождения диатомита, *2*—месторождения диатомита, имеющие промышленный интерес, *3*—пункты нахождения фауны.

Fig. 1. Map showing principal diatomite deposits in Northern Karelia explored in 1934. For №№ of deposits see table 3.

1—occurrences of diatomite, *2*—diatomite deposits of industrial importance, *3*—finding localities of fauna.

ствие этого в настоящее время, кроме статей К. К. Маркова (*5*) и Г. А. Дымского (*2*), опубликованных материалов по диатомитам северной Карелии не имеется, что несомненно является показателем отсутствия достаточного внимания хозяйственных и научных организаций к этому полезному ископаемому. В то же время развивающееся промышленное и жилищное строительство северной Карелии требует большого количества разнообразных стройматериалов, потребность в которых частично должна быть покрыта за счет местного сырья, в том числе и за счет диатомита. Таким образом подведение предварительных итогов наших знаний о диатомитах северной Карелии и выяснение промышленных перспектив этих месторождений можно считать своевременным, как своевременна была постановка Ленинградским геолого-гидро-геодезическим трестом поисковых работ на диатомит в 1934 г.

Выявленные месторождения диатомита приурочены к 10-километровой полосе, прилегающей к Кировской ж. д. между ст. Кандалакша и ст. Кемь (рис. 1).

Северная часть исследованной площади (Кандалакшский и Лоухский районы) характеризуется обилием озер. Физико-химические свойства этих водоемов, характер их береговой линии, а также соответствующие климатические условия местности создают благоприятную обстановку для накопления диатомовых отложений, большинство месторождений которых приурочено к этим, наиболее северным районам. Южнее (Кемский район) диатомовые отложения распространены значительно меньше. Необходимо отметить, что приуроченные к этому району месторождения диатомита отличаются значительно меньшей мощностью, что повидимому является следствием менее благоприятных для накопления диатомовых отложений физико-химических условий водоемов.

Происхождение интересующих нас озерных котловин с одной стороны можно поставить в связь с рельефом коренных пород района и тектоническими нарушениями в них, с другой же стороны бо́льшая часть сравнительно неглубоких и мелких бассейнов повидимому обязана своим происхождением деятельности ледникового выпахивания или связана с районами ледниковой аккумуляции. Аналогичный взгляд на генезис озерных котловин в этом районе высказывается и С. В. Эпштейном (*11*). Кроме того не исключена возможность, что целый ряд мелких озер, имеющих почти круглую или эллиптическую форму и очень распространенных в северной Карелии, возник в результате таяния погребенных льдов.

II. Характеристика береговой линии озер и рельефа их котловин

Береговая линия озер, содержащих диатомовые отложения, характеризуется довольно сложным очертанием. В ряде случаев (озеро Малое Щучье, озеро Щучье, Лозозеро, Ряпукс-озеро, ламбина Амбарная) заливы, образуемые береговой линией озер, имеют значительные размеры. К этим участкам озерных котловин обычно приурочены наибольшие мощности диатомовых отложений. В то же время необходимо отметить, что ряд озер, хотя и не имеющих больших заливов, но характеризующихся извилистым очертанием береговой линии, также содержит значительной мощности диатомовые отложения. Озерные котловины, имеющие ровные очертания береговой линии, обычно характеризуются незначительной мощностью диатомовых отложений.

Рельеф дна озерных котловин довольно разнообразен, и здесь можно наметить два последовательных вида рельефа.

1) Рельеф, предшествовавший образованию диатомовых отложений и определяемый неровно-размытой поверхностью морены или, чаще, покрывающим морену комплексом песков и глин, содержащих фауну.

2) Современный рельеф озерных котловин, определяемый главным образом поверхностью диатомовых отложений.

Намеченные два типа рельефа озерных котловин иногда в общих чертах повторяют один другой, но чаще они весьма различны. Характер современного рельефа озерных котловин более подробно будет рассмотрен ниже, и поэтому здесь мы кратко охарактеризуем только первый тип рельефа, который, в зависимости от максимальных глубин озерных котловин, условно можно разбить на три группы: 1) глубокие котловины с максимальными глубинами до 15—20 *м* и более; 2) средней глубины котловины с максимальными глубинами, не превышающими 9—10 *м*, и 3) мелкие котловины с максимальными глубинами, достигающими только 5—6 *м*.

1) Глубокие котловины характеризуются довольно быстрым падением глубин в направлении от берегов к центральным участкам котловины, причем наибольшие глубины иногда располагаются в виде отдельных беспорядочно распределенных ям, в большинстве случаев приуроченных к наиболее широким участкам котловины, тогда как значительные повышения рельефа обычно приурочены к узким участкам котловин. При наличии заливов в озерных котловинах этого типа рельеф их обычно характеризуется небольшими глубинами и волнистым очерта-

нием (озера Долгое, Гангас и Нижнее Котозеро). Длина этих озер колеблется от 4 до 12 *км*, а ширина от 0,2 до 2,7 *км*.

Наряду с резкими колебаниями рельефа дна эти озера обычно характеризуются множеством островов, которые иногда расположены по оси озера или чаще имеют беспорядочное распределение. Котловины этого типа обычно питаются многоводными ручьями с быстрым течением.

Бо́льшая часть площади этой группы озерных котловин в общих чертах отличается неблагоприятными условиями для накопления диатомовых отложений, но наличие заливов, иногда достигающих значительных размеров и защищенных от сосредоточенного движения воды, представляет наиболее благоприятные условия для образования этих отложений.

2) Средней глубины котловины, являясь переходной группой к мелким котловинам, характеризуются волнистым рельефом, причем последний занимает бо́льшую площадь котловины. Пониженные участки рельефа обычно нерезко выражены и большею частью приурочены к центральным, наиболее широким участкам котловин (озера Щучье, Рыжкозеро, Калинкино, Ряпукс-озеро и Вайвас-озеро). Размеры этой группы озер значительно меньше, длина их колеблется от 2 до 2,5 *км* и ширина от 0,15 до 0,6 *км*. В этой группе озерных котловин острова имеют значительно меньшее распространение. Котловины питаются маловодными и медленно текущими ручьями.

Переходная группа озерных котловин представляет весьма благоприятные условия для образования диатомовых отложений, которые обычно распространены на всей площади их, но наибольшие мощности диатомитовых образований приурочены к площадям с волнистым рельефом.

3) Мелкие котловины в общих чертах характеризуются волнистым рельефом без резко выраженных понижений. В большинстве случаев наблюдается приуроченность наиболее пониженных участков к центральным, более широким участкам котловин. К этой группе также можно отнести слабоволнистые, почти плоские котловины корытообразной формы (озера Малое Щучье, Лозозеро, Кондозеро, Сиг и ламбина Амбарная, представляющая полузамкнутый водоем, примыкающий к озеру Печному).

Эти озера отличаются небольшими размерами; длина их колеблется от 0,5 до 1,6 *км* и ширина от 0,2 до 0,7 *км*.

В этих котловинах острова довольно редки. Эта группа озерных котловин, как и предыдущая, способствует образованию диатомовых отложений, которые обычно сплошь покрывают их слоем значительной мощности и характеризуются сравнительно равномерным распределением.

Перейдем к рассмотрению комплекса четвертичных отложений (снизу вверх), определяющих рельеф этих котловин и приуроченных к ним (рис. 2).

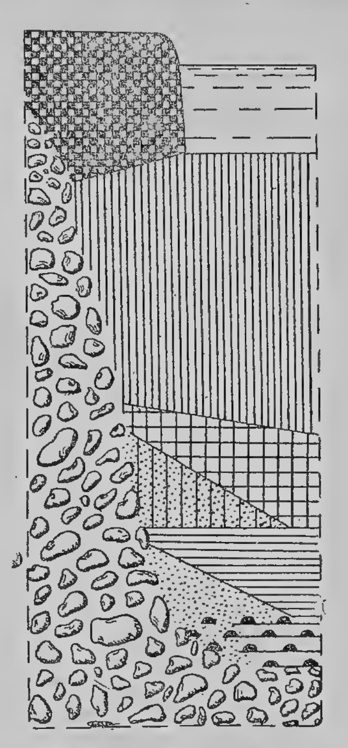


Рис. 2. Сводный схематический разрез озерных месторождений диатомита в северной Карелии. Условные знаки см. на рис. 3.
Fig. 2. Summarized diagrammatic section of the lacustrine diatomite deposits of Northern Karelia. For legend see fig. 3.

III. Сводный геологический разрез месторождений диатомита

1. Морена в районе выявленных месторождений диатомита представлена несортированными глинистыми песками с гравием, галькой и валунами, залегающими в виде неравномерной мощности плаща, заполняющего углубления в коренных породах (С. В. Эпштейн, *11*). Большинство озерных котловин в своем основании имеют морену. В отношении состава морены, подстилающей вышележащий комплекс четвертичных отложений, можно судить только по скважинам, пробуренным в озерах и остановленным

в морене. Ввиду этого можно дать краткую характеристику только верхнего слоя морены, вернее, охарактеризовать только состав ее поверхности, которая большей частью представлена валунами, а также иногда галечником, гравием или песком, заполняющими углубления между валунами или же покрывающими последние в виде маломощного слоя. Приведенная характеристика морены позволяет говорить о значительном ее размыве.

2. Позднеледниковые морские отложения — ракушники, глины и пески. Эти отложения представлены ракушниками, голубовато-зелеными песчанистыми и слюдистыми глинами и неравномернозернистыми песками. Комплекс отложений, залегающих на морене, присутствует в группе месторождений диатомита, сосредоточенных в 15—20-километровой прибрежной полосе Белого моря и расположенных в районе между разъездом Жемчужная и разъездом Гангас Кировской ж. д. на протяжении 28 *км*. В эту группу месторождений входят следующие озера: Малое Щучье, Щучье, Долгое, Лозозеро, Калинкино и Гангас. Несколько обособленное положение занимает находка фауны в Кондозере (Кемский район), но и это озеро также расположено в прибрежной полосе Белого моря.

Таблица 1

№ по порядку	Название видов	Местонахождение						
		Названия и номера озер по карте						
		1	7	2	3	9	4	12
		Малое Щучье	Щучье	Долгое	Лозозеро	Калинкино	Гангас	Кондозеро
1	*Astarte borealis* Chemn.	—	Обломки фауны не определены	×	×	Обломки фауны не определены	×	Обломки фауны не определены
2	*Astarte banksi* Leach.	—		×	×		×	
3	*Littorina rudis* Maton.	×		×	×		—	
4	*Mytilus edulis* L.	×		×	×		—	
5	*Natica* sp.	×		—	×		—	
6	*Saxicava arctica* L.	—		×	×		—	
7	*Tellina baltica* L.	—		—	×		—	
8	*Balanus* sp.	×		×	×		—	
9	*Cyprina islandica* L.	—		×	—		—	
10	*Modiola modiolus* (?) Lam.	—		×	—		—	

Географическое распространение обнаруженной фауны может быть представлено в таблице[1] (см. таблицу 1).

Высотными отметками в отношении указанных пунктов нахождения фауны мы не располагаем, но Лозозеро и озеро Калинкино находятся в 0,5—1,5 *км* к северу от восточной части Кондозера и гипсометрически расположены не менее чем на 10 *м* выше последнего.

Учитывая уровень Кондозера по данным С. В. Эпштейна *(11)*, в 31 *м* и принимая во внимание, что фауна была обнаружена на дне упомянутых озер на глубине 3—5 *м*, высоту залегания осадков с фауной примерно определяем в 35—40 *м*. Такое гипсометрическое положение этих ракушников позволяет отнести их к третьей из намеченных для данного района С. В. Эпштейном морской террасе, а по времени образования эти отложения скорее всего можно отнести к позднеледниковой трансгрессии.

Необходимо отметить, что ракушники обычно перемешаны с глинами или песками и залегают на дне озерных котловин не в виде сплошного слоя, а в виде отдельных пятен небольшой мощности от 0,10 до 0,75 *м*. Максимальная пройденная нами мощность горизонта ракушника составляет 0,75 *м* (озеро Малое Щучье, рис. 3*с*).

3. Озерно-морские пески и глины представлены неравномернозернистыми песками мощностью от 0,10 до 0,40 *м* и голубовато-зелеными иловатыми глинами мощностью от 0,10 до 1,10 *м*. Эти отложения присутствуют во всех месторождениях диатомита и обычно покрывают горизонт ракушника, а в ряде случаев в горизонтальном направлении замещают его. Гипсометрически пески обычно подстилают глины. Как и предыдущий горизонт ракушника, эти пески и глины не всегда представляют выдержанный по мощности горизонт и распространены в виде пятен, фациально замещающих друг друга. Пески обычно приурочены к повышенным участкам озерных котловин, и отчасти сглаживают их неровности. Озерно-морские отложения присутствуют во всех месторождениях диатомита и подстилают последний.

4. Переходный горизонт. Этот горизонт представлен глинистым или песчанистым диатомитом мощностью от 0,05 до 1,30 *м*, с содержанием створок диатомовых от 3 до 24%, причем процентное содержание последних возрастает вверх. Переходный горизонт присутствует в большинстве месторо-

[1] Определения фауны любезно выполнены геологом А. А. Малаховым (Сев. ГГГТ), которому, пользуясь случаем, выражаю благодарность.

ждений диатомита. Он довольно редко залегает на всей площади озерных котловин и обычно не выдерживается по мощности. Чаще переходный горизонт залегает в виде пятен и претерпевает фациальные изменения в горизонтальном направлении: переходит из песчанистого диатомита в глинистый, а также в диатомиты или в пески и глины (рис. 3*A*, *B* и *C*).

Этот переходный горизонт указывает на изменения в жизни водоемов, неразрывно связанные как с процессами отложения, так и с процессами размыва. После смыва песчаных и глинистых фракций морены почти прекратилось в озерах отложение взвешенного материала, и в то же время, благодаря продолжительному воздействию воды рек на кристаллические породы, содержание растворенной кремнекислоты достигло значительной концентрации.

В связи с этим *(10)* создалась возможность для развития диатомовых водорослей, чему также повидимому способствовало изменение климатических условий.

Таким образом в период отложения переходного горизонта сформировался комплекс условий, благоприятных для накопления диатомита, продолжающего отлагаться до настоящего времени.

5. Диатомовые отложения в озерах и болотах северной Карелии пользуются сравнительно широким распространением, и мощность их колеблется от 0,05 до 3,90 *м*.

Диатомовые отложения содержат целый ряд примесей как органических, так и минеральных, в виде лимонита, песка и глины. Ввиду чрезвычайно редкой освещенности озер скважинами, можно наметить только следующие особенности в распределении этих примесей.

Органические примеси, как правило, присутствуют в большем или меньшем количестве во всех залежах диатомита и вполне заметны при макроскопическом просмотре, особенно во

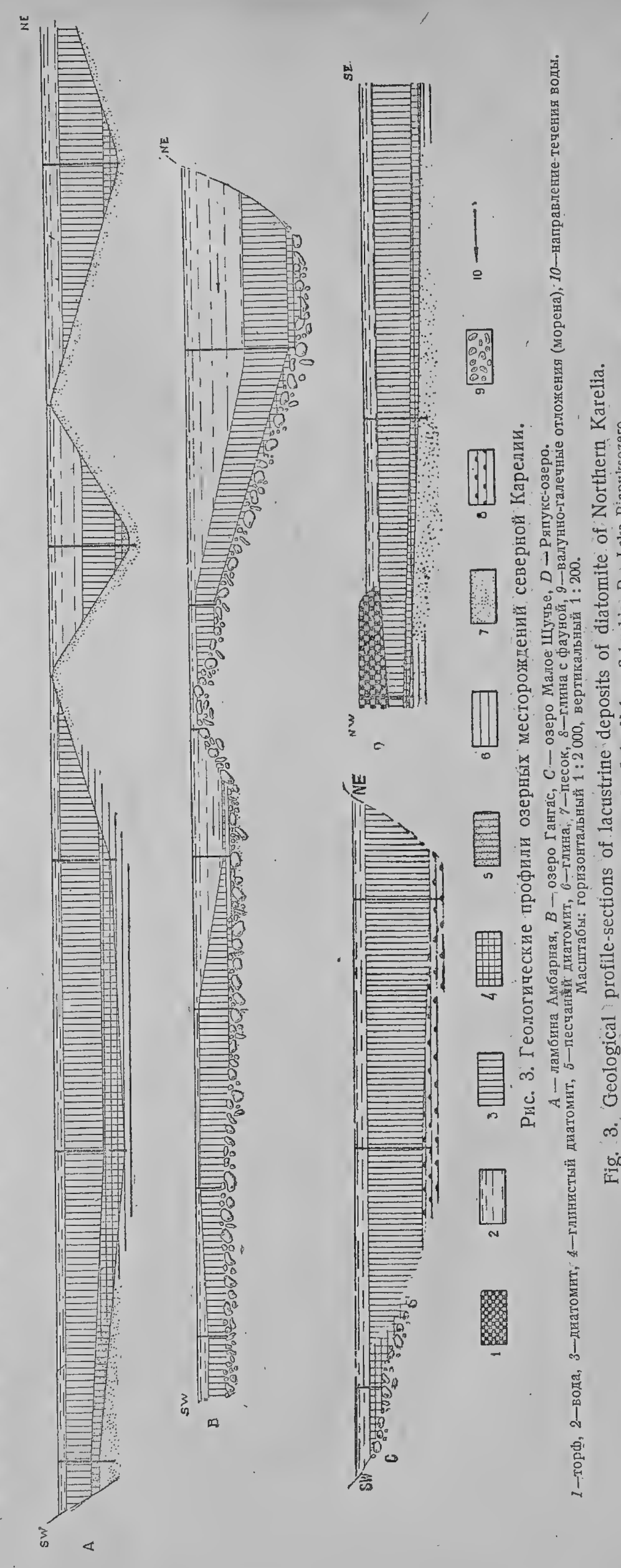


Рис. 3. Геологические профили озерных месторождений северной Карелии.

A — ламбина Амбарная, *B* — озеро Гангас, *C* — озеро Малое Шучье, *D* — Ряпукс-озеро.

1—торф, 2—вода, 3—диатомит, *4*—глинистый диатомит, *5*—песчаный диатомит, *6*—глина, *7*—песок, *8*—глина с фауной, *9*—валунно-галечные отложения (морена), *10*—направление-течения воды.

Масштабы: горизонтальный 1 : 2 000, вертикальный 1 : 200.

Fig. 3. Geological profile-sections of lacustrine deposits of diatomite of Northern Karelia.

A—Lambina Ambarnaya, *B*—Lake Gangas, *C*—Lake Maloye Schuchie, *D*—Lake Riapuksozero.

1—peat, 2—water, 3—diatomite, *4*—clayey diatomite, *5*—sandy diatomite, *6*—clay, *7*—sand, *8*—clay with the fauna, *9*—boulder and pebble deposits (moraine), *10*—direction of flow of water.

Scales: horizontal—1 : 2 000, vertical—1 : 200.

влажных образцах. Большая примесь растительных остатков обычно приурочена к верхним слоям диатомовых отложений, и количество растительных остатков с глубиной убывает или постепенно или резко.

Примесь лимонита в диатомовых отложениях обнаружена в виде небольших зерен, редко превышающих по величине горошину. Лимонит почти всегда приурочен к сравнительно глубоким (не менее 5—6 *м*) участкам озер и, как и органические примеси, преимущественно обнаружен в верхней части диатомовых отложений, обогащая последние на глубину 0,05—0,85 *м*. Такое положение лимонита указывает, что последний является современным образованием, сопутствующим накоплению верхних слоев диатомовых отложений, которые продолжают отлагаться и в настоящее время, о чем говорится ниже.

Современные образования лимонита на поверхности диатомовых отложений скорее всего связаны с деятельностью микроорганизмов, что и отмечается Б. В. Перфильевым (*7*) для озерных руд Карелии.

Примеси песчаного и глинистого материалов также наблюдаются в диатомовых отложениях и обычно наиболее распространены в проточных участках озер. Условия залегания диатомита весьма различны, и для более четкого выяснения характера залегания диатомита и современного рельефа озерных котловин все месторождения распределяются на три группы в соответствии с приведенной выше характеристикой рельефа озерных котловин.

1) Глубокие котловины, хотя почти сплошь и покрыты диатомовыми отложениями, но мощность последних обычно незначительна, и рельеф их поверхности в общих чертах повторяет предшествовавший рельеф. Другой характер залегания диатомовых отложений наблюдается в приуроченных к этим озерам заливах, причем, если последние представляют полузамкнутые и слабо проточные участки водоемов, то в них наиболее отчетливо проявляется нивелирующий характер залегания диатомовых отложений.

2) Средней глубины котловины обычно сплошь покрыты диатомовыми отложениями значительной мощности. Характер залегания диатомовых отложений в этого типа котловинах, а также рельеф их поверхности двоякий:

a) диатомовые отложения повторяют предшествовавший рельеф, что обычно наблюдается в наиболее глубоких участках этих котловин, которые пользуются небольшим площадным распространением;

b) на большей площади этого типа котловин, отличающихся небольшой глубиной и волнистым рельефом, наблюдается нивелирующий характер залегания диатомовых отложений, т. е. наибольшие мощности диатомовых отложений приурочены к понижениям рельефа, а наименьшие — к повышениям.

3) Мелкие котловины, как было отмечено выше, отличаются весьма спокойным, слабоволнистым рельефом, а диатомовые отложения в них иногда имеют значительную мощность и почти сплошь выстилают дно этих котловин и, в зависимости от влияния течения воды, или повторяют предшествовавший слабо-волнистый рельеф или окончательно нивелируют его.

В результате рассмотрения целого ряда месторождений можно констатировать, что течение воды в водоеме является одним из главных факторов, определяющих характер залегания диатомовых отложений и рельеф их поверхности. Это также отмечено А. А. Григорьевым (*1*) и С. Ф. Егоровым (*4*) для аналогичных месторождений Кольского полуострова. Наиболее отчетливо влияние течения на образование диатомовых отложений можно видеть в профиле на рис. 3*В*, из которого видно, что диатомовые отложения вследствие своей легкости сносятся, размываются, и поэтому необходимо предполагать вторичное отложение снесенных диатомовых отложений. Это вполне возможно, если на пути переноса имеются соответствующие морфологические условия, замедляющие течение воды и тем самым создающие благоприятные условия для образования переотложенных залежей диатомита. Поэтому необходимо признать, что некоторые современные месторождения диатомита частично или почти полностью являются переотложенными.

Допуская возможность миграции диатомовых отложений, необходимо учитывать ее роль при промышленной оценке месторождений, т. е. желательно выяснить, находится ли месторождение в стадии накопления диатомовых отложений или в стадии размыва. Для этого, параллельно изучению самого месторождения, необходимо изучение системы рек и озер, связанных с ним, в результате чего можно будет учесть возможности размыва и переотложения диатомовых залежей.

Исходя из вышесказанного, необходимо с некоторой осторожностью подходить к определению возраста диатомовых отложений на основании пыльцевых анализов, так как в этом случае пыльцевые анализы дадут время, соответствующее переотложению данного месторождения, а не время начала образования диатомовых отложений.

Для полноты характеристики диатомовых осадков, входящих в рассматриваемый комплекс четвертичных отложений, необходимо остановиться на диатомитах, связанных с болотами. В болотах диатомовые отложения пользуются значительно меньшей мощностью, характеризуются небольшим площадным распространением, главным образом вдоль берегов озер, и обычно покрыты торфом.

Таким образом озерные и болотные залежи диатомита, присутствуя на одной горизонтали, в данном случае представляют одновременное образование, а выклинивание залежей диатомита в прибрежной, заболоченной полосе озера происходит как по верхней, так и по нижней плоскости залежи и объясняется, с одной стороны, зарастанием озера, а с другой — повышением рельефа озерных котловин по направлению к берегу (рис. 3*D*). Кроме того диатомиты присутствуют в болотах, и не приуроченных к береговой полосе озер. Такого типа месторождение диатомита было обнаружено в 1 *км* к северо-западу от ст. Княжая Кировской ж. д., где расположено болото площадью около 50 000 $м^2$. Бóльшая часть этого болота покрыта болотной растительностью, но имеются также небольшие участки открытой воды, в которых и обнаружен диатомит в виде небольших подушек буро-коричневого цвета с большой примесью органических остатков.

Такого вида диатомовые отложения являются аналогичными озерным залежам, так как наличие диатомита выше поверхности воды повидимому обусловлено более высоким уровнем воды в болоте в весеннее время, и в связи с понижением уровня воды в летнее время диатомовые отложения выступают на поверхность.

Образец диатомита, взятый с поверхности в данном болоте, дал 71% створок диатомовых, что не исключает промышленного интереса к такого типа месторождениям, которые особенно интересны в научном отношении, так как подтверждают, что диатомиты продолжают накопляться и в настоящее время. В этом отношении данное месторождение можно параллелизовать с аналогичными находками на Кольском полуострове, где диатомиты были обнаружены в озерах выше поверхности воды и в участках заболоченного леса (С. Ф. Егоров, *4*). По аналогии с кольскими диатомитами карельские диатомовые отложения можно отнести к послеледниковому возрасту.

Описанный сводный геологический разрез четвертичных отложений, связанных с месторождениями диатомита северной Карелии, я рассматриваю как предварительную схему, которая при последующих исследованиях должна измениться и уточниться. В этом отношении наибольшего уточнения, пожалуй, требует комплекс пород, подстилающих диатомовые отложения, а именно переходный горизонт, озерные пески и глины и ракушники. Здесь необходимо проверить, содержат ли пески и глины остатки диатомовых водорослей, а также установить, какой характер имеют эти водоросли — пресноводный или солоноводный. Не менее интересным вопросом является прослеживание горизонтов ракушников и установление их полной мощности.

IV. Качественная характеристика

В естественном состоянии диатомит сильно насыщен водой и поэтому представляет полужидкую массу буро-коричневого или зеленовато-бурого цвета. При удалении избытка воды диатомит приобретает слабую пластичность. После высыхания окраска диатомита становится светлосерой или серо-коричневой. Высушенный диатомит приобретает пористое сложение, вследствие чего отличается низким объемным весом и плавает на воде. Обожженный диатомит отличается еще меньшим объемным весом, что происходит благодаря увеличению числа пор, вследствие выгорания органических примесей. Цвет обожженного диатомита беловато-розовый или кирпично-красный; розовую и кирпично-красную окраску диатомит приобретает вследствие перехода небольшой примеси закисного железа в окисное.

Химический состав диатомитов приводится в таблице 2, где параллельно с химическими анализами приводятся результаты подсчета процентного содержания створок диатомовых, а также для сравнительной оценки диатомита северной Карелии помещены анализы диатомитов наиболее изученных месторождений Кольского полуострова (Н. В. Полонский, *8*).

В приведенных анализах можно отметить следующее:

1) Содержание общей, а также активной SiO_2 в диатомитах северной Карелии высокое и в основном аналогично таковому для диатомитов Кольского полуострова.

2) Нежелательная примесь R_2O_3 в диатомитах северной Карелии сравнительно небольшая и соответствует таковой в диатомитах Кольского полуострова.

3) Содержание органических примесей в диатомитах северной Карелии высокое и в отдельных случаях достигает 40—45%, в то время как в кольских диатомитах органиче-

ские примеси обычно не превышают 20—30%. Большой процент органических примесей не ухудшает качества диатомитов, так как органические примеси удаляются прокаливанием, без чего озерные диатомиты не могут быть использованы в промышленности.

4) В пересчете на вес прокаленного образца содержание активной SiO_2 в диатомитах северной Карелии также высокое и достигает 88,22 и 95,77%, т. е. в ряде случаев больше, чем в диатомитах разведанных месторождений Кольского полуострова.

5) Подсчет процентного содержания створок диатомовых, проведенный параллельно с некоторыми химическими анализами, не дает резких расхождений с последними, а в некоторых случаях имеются почти полные совпадения содержания активной SiO_2 в пересчете на вес прокаленного образца со средним содержанием створок диатомовых.

Кроме того, по указанию Н. П. Вревской, выполнявшей для нас анализы, почти во всех образцах диатомитов северной Карелии наблюдалось повышенное содержание CaO, до 3—4%; в этом отношении диатомиты северной Карелии несколько отличаются от диатомитов Кольского полуострова, в которых содержание CaO почти не превышает 1%. Это повидимому обусловлено различным химическим составом коренных пород Кольского полуострова и северной Карелии, где значительные площади сложены амфиболитами, т. е. породами, содержащими в большом количестве соединения кальция, за счет растворения которых ручьями и выноса в озера происходит обогащение диатомитов соединениями кальция.

Как и на Кольском полуострове, в диатомитах северной Карелии (В. С. Порецкий, *9*) наблюдается нежелательная раздробленность створок диатомовых.

Таким образом диатомиты северной Карелии по своим качественным особенностям вполне могут быть приравнены к кольским диатомитам, которые уже пользуются известностью и проникают в промышленность.

Таблица 2

№ месторождений	Название месторождений диатомита	Химическая характеристика (в процентах)							Средний процент содержания створок диатомовых
		SiO_2 общая	SiO_2 активная	Al_2O_3	Fe_2O_3	Потеря при прокаливании	Сумма	SiO_2 активная в пересчете на вес прокаленного образца	
	1. Северная Карелия								
1	Озеро Малое Щучье	53,67	42,54	1,09	4,05	39,48	98,29	70,29	61,70
		58,11	57,08	0,41	0,71	35,30	94,53	88,22	—
2	Озеро Долгое	56,26	40,62	2,83	4,05	29,60	92,74	57,70	67,20
3	Лозозеро	48,18	41,42	1,50	2,70	43,77	96,15	73,66	74,10
		43,73	33,28	1,26	5,67	44,86	95,52	60,35	—
		50,27	50,01	3,62	2,95	42,31	99,15	86,69	—
4	Озеро Гангас	59,05	50,08	1,53	2,70	34,95	98,23	76,99	77,00
		64,73	64,02	0,52	0,41	33,15	98,81	95,77	—
5	Ряпукс-озеро	56,69	43,35	0,75	5,05	33,28	95,77	64,97	—
		54,57	47,50	3,97	3,53	34,89	96,96	72,95	60,50
6	Ламбина Амбарная	59,33	45,08	2,20	3,99	26,18	91,70	61,07	51,70
		57,25	45,37	2,83	3,40	35,67	99,15	70,53	62,00
	2. Кольский полуостров								
	Сейдозеро	60,00	41,21	4,29		33,74	98,03	62,19	—
		59,31	54,15	8,96		19,46	87,73	67,23	—
	Пулозеро	65,66	55,34	1,77	1,45	24,66	93,54	73,46	—
		58,72	56,86	3,00	4,86	20,25	86,83	71,30	—
	Нюдозеро	62,83	54,36	3,98	1,84	24,41	93,06	71,91	—

Заключение

Выявленные запасы диатомитов в северной Карелии составляют по категории C_1 5 090 000 $м^3$.[1]

Распределение их по отдельным месторождениям приведено в таблице 3.

Из приведенных в таблице месторождений наиболее интересны в промышленном отношении первые шесть месторождений, которые наиболее удобно расположены в транспортном отношении и отличаются наиболее благоприятным соотношением глубины залегания и мощности диатомита. Кроме того эти месторождения отличаются наиболее высоким качеством диатомита. Вышесказанное позволяет считать эти месторождения промышленными. Помимо перечисленных месторождений, в 1934 г. выявлено еще 19 месторождений, но подсчет запасов в них не произведен ввиду недостаточной их изученности.

Условия эксплоатации месторождений диатомита северной Карелии довольно затруднительны вследствие наличия слоя воды, покрывающей полезное ископаемое, т. е. условия эксплоатации вполне аналогичны таковым для озерных залежей диатомита Кольского полуострова, для некоторых месторождений которого Гипрорудой в 1933 г. были составлены проекты эксплоатации. Однако эти проекты еще не осуществляются. По сведениям, полученным в Северо-Западном горном округе, добыча диатомита на Кольском полуострове по Имандровскому и, главным образом, по Нюдозерскому месторождениям за время с 1 июля 1933 г. по 1 июля 1934 г. составляет только 17 177 *т*, в то время как годовая потребность в диатомите ленинградской и мурманской промышленности составляет 200—300 тыс. *т* (В. И. Осиновский, *6*), а выявленные запасы диатомита на Кольском полуострове составляют десятки миллионов тонн.

Развивающееся промышленное и жилищное строительство северной Карелии потребует большого количества строительных материалов, а так как в северной Карелии отсутствуют значительные месторождения глин, которые могли бы обеспечить потребность строительства достаточным количеством обыкновенного кирпича, то недостаток последнего может быть покрыт за счет

Таблица 3

№ по карте (рис. 1)	Название месторождения	Местонахождение	Колебания глубины воды в *м*	Колебания мощности диатомита в *м*	Запасы диатомита по категории C_1 в $м^3$, утвержденные Р. К. З.
1	Озеро Малое Щучье . .	Примыкает с юго-запада к разъезду Жемчужная, Кировской ж. д.	0,80—2,75	0,90—3,30	154 000
2	Озеро Долгое	Не далее 200 *м* к северу от участка 1120—1127 *км* Кировской ж. д.	0,75—6,60	0,25—2,95	468 000
3	Лозозеро	1,5 *км* к югу от 1125 *км* Кировской ж. д.	0,75—3,75	0,20—2,70	445 000
4	Озеро Гангас	0,2—1 *км* к востоку от участка 1102—1111 *км* Кировской ж. д.	0,30—7,35	0,10—3,45	1 031 000
5	Ряпукс-озеро	Примыкает с востока к 1001 *км* Кировской ж. д.	0,70—5,00	0,60—2,50	1 400 000
6	Ламбина Амбарная . . .	200 *м* к северо-востоку от разъезда Амбарный, Кировской ж. д.	0,50—2,10	2,10—3,60	161 000
7	Озеро Щучье	600—700 *м* к юго-востоку от разъезда Жемчужная, Кировской ж. д.	1,00—7,15	0,90—3,30	323 000
8	Рыжкозеро	200—700 *м* к западу от участка 1129—1130 *км* Кировской ж. д.	1,50—4,80	0,20—2,90	195 000
9	Озеро Калинкино	3—3,5 *км* к юго-западу от 1125 *км* Кировской ж. д.	1,30—6,00	0,45—2,25	233 000
10	Вайвас-озеро	3 *км* к востоку от 1001 *км* Кировской ж. д.	1,80—3,60	0,60—2,60	577 000
11	Озеро Сиг	С юго-запада примыкает к ст. Сиг, Кировской ж. д.	1,40—3,05	0,60—1,65	54 000
12	Кондозеро	300 *м* к востоку от 879 *км* Кировской ж. д.	0,75—1,30	0,05—0,60	49 000

[1] Запасы диатомита даются в естественном, насыщенном водой состоянии, без каких-либо пересчетов на высушенную породу. Следует отметить, что при высыхании образцы диатомита уменьшаются в объеме примерно в два-три раза.

применения в строительстве диатомитового кирпича, к тому же и более эффективного, чем обыкновенный кирпич. Аналогичное мнение было высказано и Г. А. Дымским (3) в отношении диатомитов Кольского полуострова. Кроме этого, благодаря своему высокому качеству, диатомиты северной Карелии могут быть использованы и в других отраслях промышленности, но для окончательного выяснения этого вопроса необходимы соответствующие технологические испытания.

В заключение необходимо отметить, что при рекогносцировочных работах 1934 г. почти не встречено озер без диатомитовых отложений, что позволяет говорить о широком распространении их в водоемах северной Карелии и о больших перспективных запасах диатомита, промышленное значение которого на территории северной Карелии можно считать установленным. Это обстоятельство указывает на своевременность и необходимость дальнейшего изучения диатомитов северной Карелии как по линии выявления новых месторождений и разведки уже выявленных, так и по линии установления стандартов качества диатомитов и усовершенствования способов эксплоатации озерных залежей, а также в отношении разработки методики поисков и разведки их. Не менее важным является установление возраста и генезиса озерных залежей диатомита, что вызывает необходимость поисковые и разведочные работы сопровождать геоморфологическими, гидрохимическими, гидрогеологическими и геоботаническими исследованиями.

Такая комплексная проработка поставленных вопросов в настоящее время крайне необходима, так как отсутствие ее задерживает промышленное освоение озерного типа залежей диатомита как северной Карелии, так и Кольского полуострова. Кроме того комплексное изучение диатомитов северной Карелии даст богатый материал по установлению стратиграфии четвертичных отложений, еще очень мало изученных в северной Карелии.

Литература

1. Григорьев А. А. Пути и некоторые предварительные результаты изучения кольских диатомитов. Тр. Геоморф. инст. Ак. наук СССР, вып. 8, 1934.
2. Дымский Г. А. Месторождения портланд-цементного сырья и гидравлических добавок Ленинградской области, Карелии и Мурмана. Полезные ископаемые Ленинградской области и Карелии. Вып. I. Ленинградский геолого-разведочный трест, 1933.
3. Дымский Г. А. Строительные материалы Кольского полуострова и пути их использования. Тр. I Заполярной геолого-разведочной конференции. Горгеонефтеиздат, 1933.
4. Егоров С. Ф. Морфологические условия залегания диатомитов некоторых месторождений Кольского полуострова. Тр. Геоморф. инст. Ак. наук СССР, вып. 8, 1934.
5. Марков К. К. Диатомит. Справочник „Полезные ископаемые Ленинградской области и Карельской АССР", ч. II. Горгеонефтеиздат, 1933.
6. Осиновский В. И. Возможные потребители кольского диатомита. Тр. Геоморф. инст. Ак. наук СССР, вып. 8, 1934.
7. Перфильев Б. В. Новые данные о роли микробов в рудообразовании. Изв. Геол. ком., 1926, т. XLV, № 7.
8. Полонский Н. В. Материалы к вопросу о географическом распространении диатомовых отложений на Кольском полуострове. Тр. Геоморф. инст. Ак. наук СССР, вып. 8, 1934.
9. Порецкий В. С., Жузе А. П. и Шешукова В. С. Диатомовые Кольского полуострова в связи с микроскопическим составом кольских диатомитов. Тр. Геоморф. инст. Ак. наук СССР, вып. 8, 1934.
10. Птицын Б. В. Материалы к химической характеристике диатомитов Кольского полуострова. Тр. Геоморф. инст. Ак. наук СССР, вып. 8, 1934.
11. Эпштейн С. В. Материалы к геологии четвертичных отложений 37 листа 10-верстной карты Европейской части СССР. Тр. ЛГРТ, вып. 7, 1934.

The diatomites of Northern Karelia

By *P. Vardanianz*

Summary

The northern part of Karelia in the region between Kandalaksha and Loukhi stations is distinguished by the topography of a lake region. The character of the shore line and the relief of the floor of the lakes in that region, the physico-chemical conditions of their waters, as well as the climatic conditions of the region create a favourable environment for the accumulation of diatomaceous deposits.

The shore line of most of the lakes is characterized by its rather great complexity, thanks to which the shores of these lakes abound in bays which in a number of cases reach rather large dimensions; and it is to these bays that the greater thicknesses of diatomaceous deposits are usually confined.

A summarized geological section of the lake deposits of diatomite is represented diagrammatically by fig. 2.

1. Moraine represented in its upper part chiefly by boulders and located at the base of the lake basins.

2. Tardiglacial marine deposits represented by shell beds, sands and bluish-green clays, totalling from 0,10 to 0,75 m in thickness.

3. Lacustrine-marine deposits, represented by inequigranular sands, from 0,10 to 0,40 m in thickness and by bluish-green silty clays, from 0,10 to 1,10 m in thickness.

4. Passage bed, represented by clayey or sandy diatomite, from 0,05 to 1,30 m in thickness, with a content of diatom valves from 3 to 24%, this content increasing upwards.

5. Diatomite deposits, represented by a semiliquid, paste-like mass, reddish-or greenish-brown in colour. These deposits are rather widely distributed in the lakes and marshes of Northern Karelia, their thickness reaching 3,90 m.

As regards the age of the diatomites of Northern Karelia, they may, from analogy with those of the Kola Peninsula, be also referred to the Tardiglacial deposits.

The chemical composition of the diatomites from different deposits of Northern Karelia is shown in table 2.

Recalculation of calcined samples for weight shows the content of active SiO_2 to vary from 57,70 to 96,77%, this value being wholly confirm by the data of per cent contents of diatom valves.

Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кестеньгского района Карельской АССР

В. Н. Нумерова

Введение

Приграничный Олангский район до сих пор не имел никакого геологического освещения. Между тем своеобразие геологического строения этого района, сложенного почти исключительно изверженными породами, в особенности разнообразными образованиями основной магмы, в которых намечается и оруденение сульфидами (в частности медными) и магнетитом, представляет большой научный интерес для геологических построений в связи с аналогичными образованиями других районов Карелии.

Геология

Район сложен преимущественно гранитами и габбро, эффузивные породы и кристаллические сланцы занимают меньшие площади. Стратиграфия района более или менее ясна и рисуется в следующем виде, от более древних к более молодым.

I. Архей:
1) гнейсы,
2) габбро-нориты,
3) плагиогранит,

II. Протерозой:
4) кварциты, амфиболовые сланцы,
5) метадуниты,
6) осадочные породы,
7) метагаббро-диабазы,
8) метадиабазы,
9) биотито-эпидотовые сланцы,
10) гранофиры,
11) кварцевые порфиры,
12) микроклиновый гранит.

I. Архей

Архейские породы представлены сложным комплексом гнейсов, интрудируемых более молодыми гранитами и габбро-норитами.

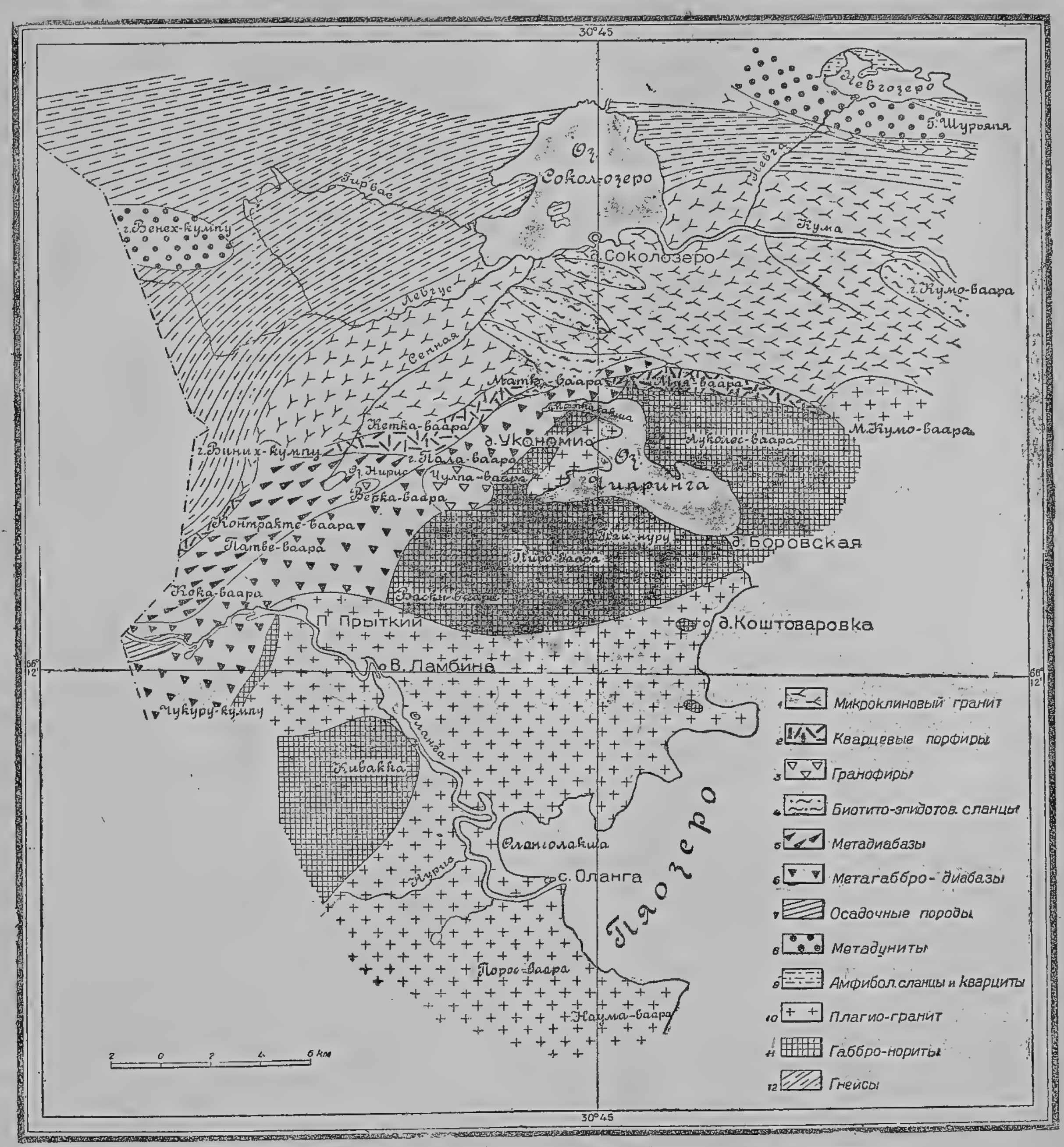
1. Гнейсы. Гнейсы развиты по западному берегу Сокол-озера, р. Гирвас и р. Левгус. С запада, со стороны Финляндии, к ним примыкает широкое поле гнейсо-гранитов, которые финские геологи называют прекалевийскими, точнее не определяя их положения. В своем описании листа Kuolajarvi Hackman и Wilkman[1] отмечают, что древнейшие гнейсо-граниты развиты к северу и к югу от озера Panajarvi и данные два участка сильно различаются между собой. Южную область, к которой с нашей стороны примыкает плагиогранит, можно назвать ортогнейсовой. Северная же по своему строению более сложная и представляет смесь различных как петрографически, так и по возрасту гнейсов и гранитов. Но разграничить отдельные типы трудно, так как границы очень неясные, и на карте названные авторы закрашивают все одним цветом.

Нами обнаружено лишь несколько выходов гнейса, так как обнаженность этой части района очень плохая. Макроскопически гнейсы очень однообразные, несколько отличается встреченная в районе оз. Визи порода, близкая плагиограниту, но из-за отсутствия контактов с гнейсами определить их взаимоотношения трудно. По северному берегу Сокол-озера среди гнейсов попадаются небольшие включения темных, серо-зеленых среднезернистых амфиболитов.

В контакте с микроклиновым гранитом гнейсы прорезаются жилами гранита и аплита, местами образуют мигматиты. Ю. С. Неуструевым в 1930 г. на острове Ниска на Пяозере среди гнейсов встречены жилы плагиогранита. Гнейсы сильно осланцованы. На-

[1] W. Hackman & W. Wilkman. Kuolajarvi Bescrifning till bergartskartan. Geologisk översiktskarta över Finland. Sectionen D 6. Helsingfors. 1926.

правление сланцеватости на западе NE 50—60°, на востоке широтное; падение на юг, углы падения очень крутые. Макроскопически мелкозернистые серого цвета, местами с розоватым оттенком, обычно бедные слюдой. Цвет полевых шпатов белый, розовый, кварц молочно-белый, темные составные части — биотит и изредка амфибол. Структура гранобластическая, изредка гранитовидная. Минералогический состав: кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит, амфибол, хлорит, серицит, эпидот, кальцит, титанит, апатит, рудный



Карта северо-западной части Кестеньгского района Карельской АССР.
Map of the north-west part of Kestenga Region, Karelian ASSR.

1 — microcline granite, *2* — quartz porphyry, *3* — granophyres, *4* — biotite-epidote schists, *5* — metadiabases, *6* — metagabbro-diabases, *7* — sedimentary rocks, *8* — metadunites, *9* — amphibole schists and quartzites, *10* — plagiogranite, *11* — gabbro-norites, *12* — gneisses.

минерал. Плагиоклаза много, представлен он альбитом, слабо серицитизированным и эпидотизированным, двойниковая штриховка выражена плохо. Микроклина мало, зерна

свежие с резко выраженной решеткой. Кварц в виде округлых зерен различной величины со слабо выраженными следами катаклаза. Из цветных минералов — биотит, мусковит и изредка амфибол. Биотит зелено-коричневого цвета с плеохроизмом до светложелто-зеленого, листочки имеют согласное расположение, местами хлоритизированы. Амфибола зеленого цвета очень мало, встречен вблизи контакта с микроклиновым гранитом. Из вторичных минералов — хлорит, серицит и эпидот, из примесей — апатит и очень немного титанита.

2. Габбро-нориты. Несомненно более древними, чем плагиогранит, являются габбро-нориты, развитые в центральной части планшета, в районе оз. Чипринга (Луколос-ваара, Пиро-ваара и Пяй-нуру) и на юге в районе горы Кивакка. На большом водопаде р. Оланги ясно видно, что обломки неправильной формы сильно измененных основных пород сцементированы гранитом и имеют характер эруптивной брекчии. Основная порода сильно изменена в контакте, но по некоторым данным (в одном шлифе плагиоклаз оказался № 60) можно думать, что это измененные габбро-нориты. По северному берегу Пяозера габбро-нориты встречены в виде островов среди плагиогранита, но непосредственных контактов с ним не имеется. На Луколос-ваара и Пиро-ваара встречены жилы метадиабазов, которые очень близки к ятулийским; в контакте с ними габбро-нориты сильно амфиболизированы. На северо-восточном склоне Пиро-ваара габбро-нориты прорезаются жилами гранофировых пород, аналогичных встреченным на Чулпа-ваара.

На западном берегу оз. Чипринга, между губами Маткалакша и Ньютомалакша, габбро-нориты прорезаны большим количеством жил плагиомикроклинового гранита, плагиоаплита и пегматита.

Вблизи контакта с другими породами габбро-нориты сильно амфиболизированы, местами обогащены биотитом, эпидотом и редко содержат первичный минерал — пироксен. Текстура породы преимущественно массивная и в очень редких случаях слабо сланцеватая. Порода разбита вертикальными трещинами, причем одна система доминирует и имеет близкое к широтному простирание, другая, ей перпендикулярная, выражена слабо. Макроскопически порода темносерого цвета, различной крупности зерна, от мелких до очень крупных разностей; в некоторых образцах плагиоклаз идиоморфно развит и резко выделяется среди других минералов. Структура габброидная, реже офитовая (в краевой фации), местами со следами дробления. Более светлыми оказываются участки, наиболее удаленные от контакта с другими породами. Минералогический состав: плагиоклаз, пироксен моноклинный и ромбический, оливин, амфибол, биотит, эпидот, хлорит, цоизит, серицит, титанит, апатит, кварц, кальцит, рудный минерал. Плагиоклаз в большинстве случаев водяно-прозрачный, очень слабо эпидотизирован, с резко выраженной двойниковой штриховкой, представлен лабрадор-битовнитом (№ 50—60, а в двух шлифах даже № 70), сдвойникован преимущественно по альбитовому закону, гораздо реже по карлсбадскому. Количество плагиоклаза непостоянно, во многих шлифах его больше, чем цветных минералов. Пироксен моноклинный бледнозеленого цвета с очень слабо выраженным плеохроизмом, с углом погасания 38—45°, $2V = +45°$, ближе всего подходит к клиноэнстатиту. Пироксен ромбический развит в виде широких таблиц, большею частью сильно разрушен, с замещением его очень мелким чешуйчатым неопределимым агрегатом; окраска бледнорозово-желтая, с очень слабо выраженным плеохроизмом; двупреломление среднее, оптический знак отрицательный, имеет тонкие полисинтетические двойники. В некоторых шлифах встречен оливин, сильно загрязненный рудными выделениями и с каемками других минералов вокруг него; мелкие зерна оливина включены в плагиоклаз и моноклинный пироксен ($2V$ от $-84°$ до $-80°$). Амфибола вторичного много; он развит по ромбическому пироксену, в виде широких таблиц актинолита бледнозеленого цвета, со слабо выраженным плеохроизмом. Местами амфибол биотитизирован и хлоритизирован. Вблизи контакта с более молодыми породами количество биотита заметно увеличивается в виде мелких чешуек, образованных по амфиболу. Из примесей больше всего апатита, титанита мало, частью он вторичный. По всей вероятности, данные породы можно параллелизовать с друзитовой серией, развитой по берегам Белого моря, тем более что в некоторых шлифах появляется друзитовая структура (каемки вокруг оливина).

3. Плагиогранит. Плагиогранит встречен в южной части планшета по берегам Пяозера, р. Оланги до порога Прыткий и на северо-востоке в районе Малой Кумо-ваара. Контакты его имеются только с габбро-норитами и более молодым микроклиновым гранитом, который по всей вероятности можно параллелизовать с гранитом, развитым вдоль южного берега Сокол-озера. Площадь развития плагиогранита значительная, но количество обнажений небольшое, на берегах Пяозера, на большом водопаде Оланга, на

отрогах Кивакки и на соседней Пяя-ваара. Вся же площадь к северу от Пяозера обнажений не имеет, и провести точно границу между плагиогранитами и габбро-норитами трудно.

Вблизи контакта с габбро-норитами среди плагиогранита встречены обломки сильно измененных основных пород, в контакте с которыми гранит более темного цвета и сильно обогащен эпидотом и биотитом. По минералогическому составу они близки вышеописанным измененным габбро-норитам. Гранит прорезается большим количеством пересекающихся жилок эпидота мощностью в 1—5 *см* с небольшими раздувами. На большом водопаде р. Оланги гранит прорезывается жилами (до 20 *см* и больше) светлозеленой совершенно плотной породы, состоящей из эпидота и очень небольшого количества кварца. Эти жилы имеют вертикальное падение. Макроскопически гранит серого цвета, среднезернистый. Серый цвет придают породе амфибол и биотит. Полевой шпат преимущественно белого цвета, местами со слаборозоватым оттенком, кварц белый. Текстура массивная, изредка гнейсовидная. Под микроскопом структура гранобластическая. Главными составными частями являются плагиоклаз, кварц, биотит и амфибол; из вторичных — эпидот, серицит, хлорит и кальцит; из примесей — апатит, титанит и рудный минерал. Плагиоклаза очень много, большею частью он мутный от включений эпидота и серицита, представлен альбит-олигоклазом (№ 10—25), развит в виде широких зерен, сильно механически деформированных. Двойники сильно изогнуты, так что при скрещенных николях получается картина облачного погасания. Местами плагиоклаз содержит пойкилитовые включения кварца и мусковита. Количество кварца непостоянно, резко уменьшаясь вблизи контакта; зерна имеют зазубренные контуры, волнистое погасание и мозаичную структуру. В некоторых шлифах встречаются участки свежего кварца без всяких следов катаклаза; из цветных минералов — амфибол и биотит. Биотит зеленый, изредка с коричневатым оттенком, с резко выраженным плеохроизмом до светло-желто-зеленого цвета, различно ориентирован, местами хлоритизирован. Амфибол в виде крупных, идиоморфно развитых зерен зеленого цвета, с плеохроизмом до светлозеленого, угол погасания 18°, по краям наблюдается каемка бледнозеленой роговой обманки с более высокой интерференционной окраской. Из вторичных минералов наибольшим распространением пользуется эпидот, приуроченный к плагиоклазу; более крупные зерна эпидота фисташкового цвета образовались, повидимому, за счет анортитовой молекулы основных пород, встреченных в виде ксенолитов среди гранита, так как плагиоклаз оказался в них кислый, а в более удаленных от контакта участках — основной. Встречаются серицит по плагиоклазу и хлорит зеленого цвета по амфиболу и биотиту, местами сохраняющий их очертания. Из акцессорных минералов больше всего апатита, иногда в виде включений в других минералах, титанита мало. Катаклаз в гранитах резкий, но не везде одинаково выражен. Гранит особенно сильно давлен в контакте с другими породами.

II. Протерозой

Протерозойские породы отличаются большим разнообразием, чем архейские, но занимают меньшую площадь. К низам протерозоя я отношу кварцито-амфиболовые сланцы и метадунит. Затем идет свита осадочных пород, состоящая из известняков, сильно измененных и превращенных в сланцы, и аркозов, прорванных основными породами. Самыми молодыми породами в районе съемки являются микроклиновый гранит и связанные с ним кварцевые порфиры и гранофиры.

4. Кварциты и амфиболовые сланцы. Кварциты встречены к югу от Невгозера по северному склону Ю. Шурьяпя. Мощность их незначительная, азимут простирания NW 280°, падение на S под углом 30°. Несомненно, данные кварциты являются продолжением соседней кукасозерской свиты. Макроскопически порода серо-белого цвета, сильно осланцована, содержит в небольшом количестве серицит.

К югу от кварцитов на расстоянии 1 *м* встречены амфиболовые среднезернистые сланцы, совершенно аналогичные сланцам, выходящим по берегам Невгозера, где они прорезаются жилами микроклинового гранита. Порода осланцована в направлении NW 280° с падением на юг, причем угол падения на севере 50—60°, а на юге 30°. Мощность сланцев незначительная, на карте несколько преувеличена, порода обогащена биотитом на плоскостях сланцеватости. Главными составными частями являются амфибол, эпидот, цоизит и биотит. Амфибол зеленый, с резко выраженным плеохроизмом до светложелто-зеленого цвета, в виде вытянутых зерен, имеющих определенную ориентировку. Эпидота много, зерна средней величины.

5. Метадуниты. Метадуниты развиты вдоль южного берега Невгозера в виде узкой полосы и несут характер пластовой интрузии, прорывая осадочные породы. Возможно, что амфиболовые сланцы связаны с метадунитами, так как появляются в краевой

фации их. Метадуниты слабо осланцованы, содержат талько-хлоритовые жилы широтного простирания и оливин магнезиальный (2V = —88°) с большим количеством серпентина. Совершенно аналогичные метадуниты встречены на горе Венех-кумпу на самой границе, где со стороны Финляндии к ним подходят сильно серпентинизированные дуниты, относимые финскими геологами к калевию. Кроме того, как уже было отмечено выше, метадуниты моложе кукасозерской свиты, которую Ю. С. Неуструев относит к протерозою. Макроскопически метадунит мелкозернистый, черно-зеленого цвета, очень слабо осланцован, прорезается кальцито-тальковыми и хлорито-тальковыми жилами широтного простирания. Порода сильно озмеевикована, причем отдельные выделения змеевика достигают нескольких сантиметров. На северных склонах метадунитовых выходов Невгозера встречены магнетитовые жилки мощностью 5—10 *см*, быстро выклинивающиеся или прерывающиеся небольшими сбросами. На самой вершине и на южном склоне жилок совсем не видно, и вкрапленность отдельных зерен магнетита местами становится мало заметной. По всей вероятности данное месторождение есть результат диференциации магмы при застывании массива.

Под микроскопом наблюдаются: оливин, амфибол, серпентин, тальк, хлорит, кальцит и рудный минерал. Оливина осталось мало, крупные зерна разбиты трещинами, которые выполняются серпентином; оливин местами перешел в почти бесцветную роговую обманку — хризотил с 2V = —80—82°. Амфибол в виде вытянутых зерен (2V близкое 90° и угол погасания = 12—18°), сила двупреломления 0,03; некоторые кристаллы сильно серпентинизированы. Хлорита много, в виде широких зерен, совершенно бесцветных, с очень низким двупреломлением. Тальк присутствует во многих шлифах; серпентина очень много; в большом количестве наблюдаются рудные вкрапленники магнетита, местами переходящие в бурый железняк. В метадунитах с горы Венех-кумпу рудные вкрапленники встречаются реже, жилок совсем не видно. Выделения змеевика более крупные, местами образуется асбест.

6. Осадочные породы. Осадочные породы встречены на р. Оланге на самой линии границы в очень небольшом количестве. Среди них имеются кварциты, известняки, кварцево-серицито-хлоритовые сланцы и песчаники. Общее простирание пород NE с падением на N под углом 60—80°; мощность отдельных прослоев незначительная, тогда как на территории Финляндии кварциты имеют большую мощность, по направлению к границе резко уменьшающуюся. Вся свита пересечена большим количеством кварцевых и кварцево-кальцитовых жил; местами встречаются тонкие прожилки гематита.

Макроскопически сланцы серо-зеленого цвета, очень мелкозернистые, местами тонко осланцованные. Кварциты розово-желтого цвета, очень слабо осланцованные, структура бластопсаммитовая. Минералогический состав: кварц, плагиоклаз, серицит, хлорит, кальцит, эпидот, апатит, турмалин. Порода несет резкие следы катаклаза. Серицита много, мелкие листочки распределены равномерно в шлифе; в более сильно измененных разностях встречен хлорит. Турмалин обнаружен в одном только шлифе. Вся свита является сильно измененными песчаниками и известняками.

7. Габбро-диабазы. Из основных пород имеются габбро-диабазы и диабазы. Никаких контактов между ними в поле наблюдать не удалось, и граница проведена на основании микроскопической обработки.

Габбро-диабазы развиты в виде широкой полосы с северо-восточным простиранием от линии границы до северо-западного берега оз. Чипринга. Вблизи горы Чулпа-ваара среди них встречаются жилы гранофировых пород, а к северу от Чипринга они прорезаются кварцевыми порфирами. Очень характерен для них плагиоклаз, не выше № 10; породы часто переходят в амфиболиты, местами осланцованы, прорезываются большим количеством кварцевых и кварцево-кальцитовых жил, в контакте с которыми габбронориты сильно хлоритизированы, а местами кальцитизированы. В жилах рудные минералы: пирит, халькопирит, ковеллин, молибденит, сфалерит, марказит, медная зелень и лимонит; породообразующие минералы: кварц и более ранний кальцит, который встречен в виде включений в кварце, выполняющем все тело жилы. Из рудных минералов первым выделился пирит, встреченный в виде довольно хорошо ограненных зерен в халькопирите; сфалерита мало, отдельные зерна 0,1—0,2 *мм* в халькопирите. Основную массу составляет халькопирит, который местами пронизывается жилками лимонита и замещается марказитом. В некоторых шлифах лимонит образует каемку вокруг пирита. Ковеллина очень мало и он является вторичным, как продукт выветривания халькопирита. К типу таких жильных месторождений принадлежит Васки-ваара (раздувы кварца и кальцита). Макроскопически габбро-диабазы резко выделяются среди других пород. На светлом фоне сильно разрушенных плагиоклазов рельефно выделяются цветные минералы, представленные главным образом роговой обманкой. Никаких контактов габбро-

диабазов с другими породами не имеется. От метадиабазов отличаются текстурой и минералогическим составом. По составу и площадному развитию габбро-диабазы близки ятулийским метабазитам, развитым на территории Финляндии в районе Панозера. Под микроскопом структура во всех шлифах бластоофитовая. Минералогический состав: плагиоклаз (альбит № 4—10), зеленая роговая обманка, пироксен, биотит, хлорит, эпидот, цоизит, кальцит, кварц, титанит, рудный минерал, лейкоксен. В отличие от габбро-норитов плагиоклаз во всех шлифах кислый, сильно эпидотизирован и соссюритизирован; по всей вероятности альбит является не первичным минералом, а образовался из более основного плагиоклаза. Двойниковая штриховка выражена плохо, вследствие загрязненности плагиоклаза вторичными минералами. Амфибол зеленый, несомненно вторичный по пироксену, и только в виде исключений под микроскопом удавалось наблюдать остатки пироксена. Амфибол сильно хлоритизирован, а вблизи контакта с более молодыми породами биотитизирован. Соотношение между плагиоклазом и амфиболом не везде строго выдерживается. Из вторичных минералов главным образом эпидот и биотит, хлорита мало. Железная руда встречается часто, большей частью ильменит, который всегда сопровождается лейкоксеном и титанитом. Среди метагаббро-диабазов встречаются участки, состоящие из зеленой роговой обманки с резко выраженным плеохроизмом от сине-зеленого до желто-зеленого цвета, остальные минералы играют подчиненную роль. Несомненно, что данные амфиболиты связаны с габбро-диабазами и являются дальнейшей стадией их метаморфизации.

В районе Лаго-ваара на берегу р. Оланги встречены серо-розовые среднезернистые породы, состоящие главным образом из плагиоклаза с небольшим количеством хлорита. Вероятнее всего, что они аналогичны лейко-диабазам, описанным Hackman и Wilkman. Контактов их с габбро-диабазами не имеется. Плагиоклаз кислый, несомненно первичный, так как эпидота и других вторичных минералов нет. Лейкодиабазы являются кислой разностью диабазов и образовались в результате диференциации основной магмы. Габбро-диабазы прорезываются кварцевыми и кварцево-кальцитовыми жилами.

8. М е т а д и а б а з ы. Метадиабазы являются эффузивной разностью габбро-диабазов. Развиты они в районе Пала-ваара, Контракте-ваара и Патве-ваара. Порода залегает полосой северо-восточного простирания; падение в северной части на юг, а в южной на север под углом 30—60°; прилежащие породы согласно осланцованы, метадиабазы часто переходят в зеленые сланцы. На севере эти метадиабазы образуют мигматиты с микроклиновым гранитом, в контакте с которым они сильно изменены, и только в виде небольших участков имеются менее измененные метадиабазы с остаточной структурой. Вблизи контакта с кварцевыми порфирами метадиабазы обогащены биотитом (Пала-ваара, Рако-ваара). Со стороны Финляндии к ним подходят ятулийские метабазиты, минералогический состав которых аналогичен. Метадиабазы или альбито-роговообманковые диабазы часто имеют хорошо выраженную офитовую структуру.

Макроскопически породы серо-зеленого цвета, очень мелкозернисты, почти всегда осланцованы. Во многих местах метадиабазы переходят в зеленые сланцы с порфиробластической структурой. Главные составные части — плагиоклаз, роговая обманка, биотит, эпидот, хлорит, кальцит, титанит, кварц, апатит, рудный минерал, лейкоксен. Плагиоклаза очень много, зерна средней величины идиоморфно развиты, с нерезко выраженной двойниковой штриховкой, представлены альбитом (№ 4—10), сдвойникованным преимущественно по карлсбадскому закону, очень мало загрязненным вторичными минералами. Амфибола много, в виде широких таблиц зеленого цвета с плеохроизмом от сине-зеленого до светложелто-зеленого цвета, часто сильно хлоритизирован. Количество амфибола увеличивается вблизи контакта. Биотит коричневого цвета с резко выраженным плеохроизмом, листочки имеют определенную ориентировку, параллельную осланцованности породы. Эпидота много, но бóльшая часть его приурочена к цветным минералам, так что возможно, что кислый плагиоклаз в метадиабазах является первичным в отличие от метагаббро-диабазов. Из рудных минералов — главным образом титано-магнетит, который большей частью перешел в лейкоксен. Все эти породы прорезываются кварцевыми и кварцево-кальцитовыми жилами с рудными выделениями. В некоторых образцах вкрапленники встречаются в самой породе, и большая часть их приурочена к эпидоту. С метадиабазами связано месторождение Нирис-ярви.

9. З е л е н ы е с л а н ц ы. Зеленые сланцы непосредственно связаны с метадиабазами и являются последующей стадией их метаморфизации. По данным Н. А. Елисеева,[1] эти изменения совершаются без привноса и уноса вещества, хотя минералогический состав со-

[1] Геолого-петрографический очерк северо-восточного побережья оз. Сегозера. Тр. Ленингр. общ. естество-исп., т. LVIII, вып. 1, 1928.

вершенно иной. Структура у некоторых порфиробластическая. Среди основной массы порфиробласты бледнозеленой роговой обманки, по краям сильно волокнистой. В некоторых шлифах порода состоит из мелкочешуйчатого, почти бесцветного актинолита, местами с порфиробластами того же актинолита, в виде примесей — эпидот и кварц, плагиоклаза очень мало. К этим же сильно измененным метадиабазам я отношу альбито-биотито-эпидотовые сланцы, встреченные на Тайболе между Сокол-озером и оз. Чипринга. Данные сланцы образовались в результате мигматитизации молодым микроклиновым гранитом, так как в отдельных участках видна остаточная структура в виде идиоморфно развитого плагиоклаза. Изменение минералогического состава происходило не только за счет перекристаллизации, но и привноса нового вещества. Макроскопически породы темносеро-зеленого цвета, сильно осланцованы. Минералогический состав: амфибол, биотит, плагиоклаз, эпидот, кварц, хлорит, рудный минерал, титанит и апатит. Осланцованность под микроскопом заметна хорошо, так как все минералы имеют определенную ориентировку. Кварца среднее количество, изометрические зерна продолговатой формы со слабо выраженным волнистым погасанием. Амфибол зеленого цвета с резко выраженным плеохроизмом до темносине-зеленого цвета, очень сильно хлоритизирован. Биотита много, листочки различной величины, коричневого цвета, согласно ориентированы, сильно хлоритизированы. Бóльшая часть эпидота приурочена к цветным минералам.

10. Гранофиры. Гранофиры встречены только на горах Чулпа-ваара и Верка-ваара. Жила их встречена среди габбро-норитов вблизи контакта с ними. Площади распространения гранофиров незначительны, и породы всегда имеют массивную текстуру. Макроскопически это мелкозернистые розово-желтого цвета породы. Под микроскопом главные составные части: микропегматит, кварц, плагиоклаз кислый из ряда альбита. Связывать ли их с микроклиновым гранитом или с диабазами — неясно. Автор связывает их с гранитом.

11. Кварцевые порфиры. Обнажения кварцевых порфиров встречены к северу от оз. Чипринга в краевой части микроклинового гранита. Порода сильно осланцована, направление сланцеватости близкое к широтному, сильно обогащена цветными минералами, благодаря чему преобладают серые тона, местами встречаются розовые разности. Порфировые вкрапленники — преимущественно полевой шпат и очень редко кварц, для которого характерен серо-голубой цвет. Породы аналогичны кератофирам, развитым в районе Подужемья и в Финляндии, в районе Пан-озера. Стратиграфически финские геологи ставят их ниже, связывая с гранитом горы Nuorunen, объясняя аналогией в химическом составе. Под микроскопом структура порфировая, основная масса мелкозернистая, состоит главным образом из мелкозернистого кварца, альбита, мусковита, биотита и эпидота. В некоторых шлифах заметно чередование мелкозернистых участков с более крупнозернистыми, что говорит за перекристаллизацию. Осланцованность заметна во всех шлифах, листочки биотита и мусковита имеют согласное расположение, но распределены не всегда равномерно. Эпидот в виде мелких зерен большею частью приурочен к биотиту. Порфировые вкрапленники полевого шпата представлены альбитом № 8, сдвойникованным по альбитовому закону; сильно серицитизированы, местами со следами механической деформации; двойниковая штриховка выражена хорошо. Иногда кварцевые порфиры переходят в кератофиры.

12. Микроклиновый гранит. Самой молодой породой, встреченной в описываемом районе, является микроклиновый гранит, развитый в северной части планшета в районе р. Сенная, р. Левгус, по южному берегу Сокол-озера и на р. Кума. Как отмечалось выше, микроклиновый гранит образует мигматиты с ятулийскими породами. Гранит имеет широтное простирание, в контакте с другими породами осланцован согласно с ними. На берегах Пяозера микроклиновый гранит прорезает жилами плагиогранит, но микроскопически он несколько отличается от гранита района Сокол-озера. Жилы микроклинового гранита встречены на Невг-озере среди амфиболовых сланцев. К востоку эти граниты встречены в районе Кукас-озера. По минералогическому составу микроклиновый гранит аналогичен граниту подужемского типа, тем более что в нескольких шлифах был найден флюорит. В краевой фации гранита встречены кварцевые кератофиры. Гранит в контакте более мелкозернистый и осланцован согласно с вмещающей породой.

Макроскопически среднезернистый, розово-красного цвета, иногда с беловатым оттенком. Наиболее темная окраска обусловлена присутствием биотита. Под микроскопом структура гранобластическая, катаклаз резкий. Минералогический состав: кварц, микроклин, микроклин-пертит, плагиоклаз, биотит, амфибол, мирмекит, хлорит, эпидот, серицит, кальцит, флюорит, апатит, титанит, рудный минерал. Зерна кварца с резко выраженным волнистым погасанием, а местами и

с мозаичной структурой. Крупные кристаллы с зазубренными контурами, мелкие — округлой формы, с более слабыми следами катаклаза. Микроклина много, причем замечается чередование полос, сильнее обогащенных микроклином, с кварцем и биотитом. Решетка у микроклина выражена резко, местами переходит в пертит, на границе с плагиоклазом образует мирмекит. Некоторые кристаллы микроклина серицитизированы, дроблены и содержат пойкилитовые включения кварца. В одном шлифе имеется в крупном кристалле микроклина включение плагиоклаза, края которого сильно корродированы. Плагиоклаза мало, двойниковая штриховка выражена слабо; более крупные кристаллы содержат включения кварца и мусковита, сильно серицитизированы, представлены альбитом (№ 4 — 10), сдвойникованным преимущественно по карлсбадскому закону. Биотита среднее количество, но не везде он равномерно распределен; листочки различной величины зеленого цвета, с резко выраженным плеохроизмом до светложелто-зеленого цвета, местами слабо хлоритизированы, всегда имеют определенную ориентировку, параллельную осланцованности породы. Амфибол в небольшом количестве, в виде идиоморфно развитых зерен средней величины, зеленого цвета, частично переходит в хлорит и биотит. Из вторичных минералов — эпидот, хлорит, серицит, мусковит и кальцит. Бо́льшая часть эпидота приурочена к биотиту (зерна мелкие, слабо окрашенные). Хлорит зеленый с плеохроизмом в тех же тонах. Серицит по плагиоклазу в виде мелких чешуек, распределенных равномерно в плагиоклазе. Кальцита очень мало. В граните много флюорита, который встречен во многих шлифах, окрашен в бледнофиолетовый цвет с резко выраженной обратной шагренью. Флюорит резко ксеноморфен по отношению всех минералов, выполняет неправильные участки среди них. Апатита мало. Катаклаз резкий, имеются сильно дробленые участки. Гранит прорезывается жилами аплита и пегматита. Пегматит розовый среднезернистый микроклиновый; кварца гораздо меньше, во многих образцах встречены мелкие зерна магнетита.

Заключение

Параллельно с геологической съемкой велись поиски на медь и магнетит, показавшие, что практически данный район никакого интереса не представляет. Наиболее интересными с точки зрения оруденения являются ятулийские породы, с которыми связано Васкиваарское медное месторождение. На всей площади распространения данные породы прорезаются кварцевыми и кварцево-кальцитовыми жилами. Рудная вкрапленность бедная, представлена главным образом пиритом и гораздо реже халькопиритом. Местами вкрапленники встречаются во вмещающей породе, в контакте с жилами. К низам протерозоя должно быть отнесено магнетитовое месторождение на Невгозере, которое связано с ультраосновными породами. Архейские породы не несут никаких следов оруденения. Пегматитовые жилы, встреченные среди гранитов и гнейсов, не заслуживают внимания, так как очень мелкозернисты и незначительны по мощности. С четвертичными отложениями связано Олангское магнетитовое месторождение, образовавшееся в результате разрушения коренных пород и переноса разрушенного материала водами послеледникового бассейна. Площадь распространения магнетитового песка значительная, но количество его резко уменьшается от устья к верховью, где его макроскопически часто бывает трудно обнаружить.

Geologic-petrographical outline of the north-western part of Kestenga Region of Karelian ASSR

By *V. Numerova*

Summary

The oldest rocks observed in the region surveyed are gneisses which are developed in the northern part of the Sheet. Along their contacts with microcline granite they are traversed by granite and aplite veins and form at places migmatites which are fine-grained in texture, grey, highly schistose. The chief components are quartz, acid plagioclase, biotite and much rarer amphibole. Farther south, in the region of Lake Chipringa and Mount Kivacka gabbro-norites are developed whose xenoliths are met with among the plagiogranite. Along their contact with Proterozoic rocks the gabbro is traversed by veins of granophyre and diabase. The structure is mostly massive and very seldom schistose. Typical of all varieties is basic plagioclase which is but slightly admixed with secondary minerals. In some slides rhombic pyroxene and olivine, at places with drusite rims have been detected. Outcrops of plagiogranite occur in the south, while its veins were met with among the gneisses of Niska Island

in Piaozero Lake. The shores of the Piaozero Lake are traversed by veins of plagio-microcline granite. The plagiogranite is rendered slightly schistose; its chief components are plagioclase, quartz, biotite and amphibole; in its contact with basic rocks it is highly enriched in epidote.

The Proterozoic rocks are distinguished by great variety, yet cover less extensive areas. To the basal parts of the Proterozoic the writer refers quartzites, amphibole schists, and metadunites which bear the character of a sill among sedimentary rocks. The metadunites are highly serpentinized; of the primary minerals only olivine has been met with. Confined to these rocks is the Shuriapia magnetite deposit.

To the upper parts of the Proterozoic belong the sedimentary rocks of the Olanga River, flowing close to the frontier; these rocks are represented by greatly altered limestones and arkose sandstones converted into sericite-albite-chlorite schists and quartzites. Toward the north gabbro-diabases and metadiabases have been met with, characterized in contradistinction from the gabbro-norites by the presence of acid plagioclase and green hornblende. Along their contact with the microcline granite the metadiabases are enriched in biotite and epidote, and are converted into albite-biotite-epidote greenschists, among which portions of rocks with a residual texture are preserved. These rocks are penetrated by a great many quartz and quartz-calcite veins with which the Vaskivaara copper deposit is connected.

The youngest rock in the region is microcline granite, whose veins have been detected among the older rocks. Along their contacts with metadiabases migmatites are present. In the marginal facies of the granite quartz keratophyres have been met with. The granite shows a highly pronounced schistosity directed NW 280°. Its colour is pink. Mineral composition: microcline, quartz, plagioclase (№ 4—10), biotite, amphibole; of the accessory minerals chiefly fluorite is present. This granite is analogous to that developed along the White Sea Coast.

О радиусах плеохроичных ореолов в карельских породах

Н. Г. Судовиков

Попутно с петрографическим изучением карельских пород в связи с разнообразными задачами исследования нами было обращено внимание на то, что плеохроичные ореолы, образованные в биотите и амфиболе вокруг мелких включений минералов, содержащих радиоактивное вещество, в различных породах обладают различными особенностями. К числу наиболее важных варьирующих черт относятся размеры ореолов, измеряемые расстоянием от края включения до наружного края ореола. Это расстояние принимается за радиус ореола, который представляет собой величину, зависящую от характера вещества, находящегося во включении.

Вопроса о происхождении плеохроичных ореолов касались многие исследователи, к числу которых принадлежат Joly, Mügge, Hö-werman, Аншелес, Lingen и др. Почти все авторы приходят к единодушному заключению о радиоактивной природе ореолов.

Согласно представлениям большинства исследователей, плеохроичные ореолы рассматриваются как результат действия на вмещающий минерал α-лучей, исходящих из радиоактивного вещества, заключенного в обычно мелких зернах циркона, апатита, эпидота или других минералов. Радиус ореолов, являющийся выражением длины пробега α-лучей, определяется характером радиоактивного вещества как источника излучения. Как показали J. Joly и A. Fletcher *(1)*, величина практически найденных радиусов незначительно отличается от соответственных теоретических величин.

Пользуясь существующими взглядами на происхождение плеохроичных ореолов и имея в виду возможность установления генетической связи между определенными радиоактивными веществами и определенной геологической формацией, я произвел ряд измерений радиусов плеохроичных ореолов в различных по возрасту и генезису карельских породах. При этом исследованию подверглись не только магматические, но и первично осадочные метаморфизованные породы. Выбор материала производился таким образом, чтобы по возможности затронуть все главнейшие комплексы карельских пород. При производстве измерений радиусов имелась в виду возможность установления характеристики для каждого комплекса путем определения типа связанных с данным комплексом ореолов. Как будет показано ниже, это в известной мере удалось. Учитывалась также возможность при установлении типичных для различных комплексов плеохроичных ореолов найти в этом критерий для распознавания и различия пород в структурно-сложных участках. Особенное значение такой крите-

рий мог бы получить при геологическом картировании, где, как это хорошо известно петрологам, работающим в области развития докембрийских пород, еще на многих площадях, вследствие недостатка стратиграфических данных, приходится пользоваться методом петрографической аналогии.

В таком освещении радиусы плеохроичных ореолов могут приобрести важное значение для пород северной и средней Карелии, геологическое строение которой в настоящее время представляется наименее ясным. При детальной разработке вопроса о радиусах плеохроичных ореолов в Карелии это может получить решающее значение при корреляции некоторых пород, не входящих в непосредственное соприкосновение.

В связи с рассматриваемым вопросом нельзя не упомянуть об интересном применении результатов измерения радиусов плеохроичных ореолов шведским геологом E. Wiman'ом (*2*). При геологическом картировании пород района Упсалы указанным автором были произведены измерения ореолов в гранитах Упсалы, гранитах Arnö и фельзитовых гнейсах. Полученные данные показывают преобладание в гранитах Упсалы ореолов с радиусом 0,038 *мм*, тогда как в граните Arnö постоянно наблюдаются двойные ореолы, — меньший дает радиус 0,038 *мм*, больший 0,057 *мм*. Последний радиус является максимальным из всех известных до настоящего времени и вызывает у автора представление о новом радиоактивном веществе, для которого еще не получено соответственных ни теоретических ни практически найденных величин радиусов. Указанный автор находит возможным видеть в различных величинах радиусов ореолов для гранитов Упсалы и Arnö подтверждение различного возраста этих гранитов.

Переходя к изложению полученных результатов, необходимо отметить, что измерения радиусов производились с помощью микрометренного окуляра в большинстве случаев при пятом увеличении объектива на микроскопе Лейтца. За радиус принималось расстояние от границы включенного минерала до наружной границы оболочки. Хотя в огромном большинстве случаев наружная граница ореола устанавливается с достаточной четкостью, все же в некоторых случаях может быть допущена небольшая ошибка, когда переход от ореола к вмещающему минералу очень постепенен. Такая ошибка может давать отклонения в 0,001—0,002 *мм*.

Ниже даются характеристики пород в отношении плеохроичных ореолов по определенным геологическим группам.

В постъятулийских гранитах и гранодиоритах произведено 29 определений радиусов. Из них 13 радиусов измерено в гранитах и гранодиоритах района д. Лужмоварака и с. Тунгуда. Остальные данные получены в гранитах подужемского типа, в гранитах соностровских (район с. Кереть) и гранитах к западу от ст. Полярный Круг.[1] 26 радиусов из 29 относятся к ореолам, образованным в биотите. Два ореола величиной в 0,015 *мм* определены в амфиболе и один — 0,024 *мм* — в хлорите. 24 ореола из 29 дают размеры 0,015 и 0,016 *мм*. Остальные радиусы дают цифры 0,019; 0,020; 0,020; 0,024; 0,030, причем числа 0,020 соответствуют амфиболиту из участка в гранодиорите. Размер 0,015 *мм*, согласно Joly (*1*, стр. 639), соответствует максимуму ионизации, производимой RaF, предел которой — 0,0183 *мм*. По тому же автору, радиус 0,020 *мм* соответствует RaA.

В ятулийских амфиболитах Пебозера произведено 12 измерений ореолов, из них 10 ореолов имеют радиус от 0,015 до 0,018 *мм*. Таким образом для этих пород, как и для постъятулийских гранитов, отмечается господство тех же радиусов.

Для постботнийских гранитов наиболее четко вырисовывается господство ореолов с радиусом в 0,015—0,016 *мм*. Для измерений были взяты типичные граниты из Ребольского района, причем все 11 измерений дали только 0,015 и 0,016 *мм*.

В гранитах восточного берега Онежского озера из 13 радиусов, измеренных в типичных месторождениях Немецкой Горы, Кашинского массива и островов Гольцы, 10 радиусов имеют величину от 0,014 до 0,016 *мм*. Другие величины радиусов следующие: 0,024 — в граните Немецкой Горы, 0,027 — в реликтовом участке гранита Немецкой Горы, 0,041 — в гранодиорите Гольца № 2 (радиус 0,041, по Joly (*1*), соответствует ThC).

В постсвионийских гранитах произведенные шесть измерений в типичных гранитах Ребольского района дают следующие величины: 0,029, 0,029; 0,030, 0,030; 0,031; 0,031 *мм* (радиусы 0,029—0,031, согласно Joly (*1*), соответствуют RaC).

При измерении радиусов в породах беломорской формации кристаллических сланцев были выделены кианитовые, ставролитовые сланцы и гнейсы, характеризующиеся одной общей особенностью, именно присутствием биотита, замечательного своей красновато-бурой окраской. Эти кианит- и гранатсодержащие породы резко отличаются от других сланцев и гнейсов беломорской полосы вы-

[1] 4 шлифа гранитов Полярного Круга для определения ореолов были любезно предоставлены Н. А. Волотовской.

соким содержанием глинозема, что указывает на их первично-осадочное происхождение. Имея в виду своеобразный характер этих сланцев и гнейсов, данные по измерению ореолов в этих породах я привожу отдельно.

В таких гранатовых, кианитовых и ставролитовых сланцах почти исключительно из района д. Шуерецкой и с. Сороки было произведено 30 измерений, из которых 25 приходится на размеры радиусов от 0,029 до 0,033 *мм*, являющихся характерными для настоящего комплекса сланцев. Остающиеся 5 измерений дают величины 0,036; 0,025; 0,025; 0,022; 0,015. Радиус 0,015 *мм* дает плеохроирующий ореол вокруг апатита; в том же шлифе вокруг циркона ореол показывает радиус 0,030 *мм*.

Радиусы ореолов в амфиболовых и биотитовых гнейсах показывают господство иных величин. Из 29 измерений, произведенных в указанных породах, 17 приходится на размеры от 0,015 до 0,017 *мм*. 9 радиусов имеют размеры от 0,027 до 0,033 *мм*, а остальные дают следующие размеры: 0,023; 0,025; 0,021.

Таким образом из этих данных видно, что гнейсы беломорского комплекса, содержа ореолы различных размеров, не могут быть однородно охарактеризованы в этом отношении.

Так как при разделении этих пород на две группы был использован только петрографический принцип и так как не исключена возможность того, что комплекс беломорских кристаллических сланцев не представляет собой одновозрастной свиты, то нельзя не высказать предположения, что причиной разнообразия ореолов в гнейсах может быть их разный возраст в различных участках, тем более что для кианитовых сланцев как будто ясно выдерживается господство ореолов одного размера. Не исключена возможность также и того, что появление ореолов с радиусом 0,015 *мм* обусловлено явлениями перекристаллизации в связи с эрупцией более молодых гранитов северной Карелии, характеризующихся ореолами того же размера.

Может быть такие же объяснения применимы по отношению к разнообразию радиусов ореолов в амфиболитах того же беломорского комплекса. Приводимые ниже данные относятся частью к таким амфиболитам, которые произошли при перекристаллизации габбро, а частью к амфиболитам, заключенным в виде различной мощности пластов в гнейсах. В амфиболитах получены следующие радиусы ореолов: 0,041; 0,041; 0,030; 0,030; 0,029; 0,024; 0,024; 0,019; 0,019; 0,019; 0,017; 0,015; 0,015; 0,015; 0,015; 0,029; 0,019. Последние два радиуса относятся к одному двойному ореолу.

При просмотре габбро с друзитовой структурой, залегающих в форме небольших интрузий в беломорской формации кристаллических сланцев, удалось встретить только два ореола в биотите, который постоянно встречается в этих породах в небольшом количестве. Радиусы обоих ореолов дали величину 0,030 *мм*.

Для гранато-ставролитовых сланцев Ребольского района (Лендеры), для которых предполагался по аналогии с беломорской формацией свионийский возраст, получена та же величина радиуса — 0,030 *мм*.

Вмещающими минералами плеохроирующих ореолов в рассмотренных породах являлись биотит, амфибол и хлорит. Последний минерал встречен только в двух случаях, амфибол встречен в 18 случаях, остальные ореолы наблюдались в биотите.

Включения в главной массе принадлежат циркону. Присутствие циркона в виде включений, образующих плеохроирующие ореолы, установлено в 53 случаях. В 7 случаях ясно устанавливается присутствие апатита в форме включений, образующих плеохроирующие ореолы. Эпидот и ортит в качестве включений встречены в 10 шлифах.

С целью выявления основных типов радиусов, господствующих в карельских породах, составлена диаграмма (стр. 105), ясно показывающая наличие двух резких максимумов, отвечающих величинам радиусов 0,015 и 0,030 *мм*. Резко выраженный характер этих максимумов является достаточно убедительным даже для такого относительно небольшого количества наблюдений, как 155. Помимо двух главных максимумов, намечается также два малых, соответствующих размерам радиусов 0,019 и 0,024—0,025 *мм*.

Исходя из изложенных данных, можно наметить основные положения, характеризующие развитие плеохроирующих ореолов в карельских породах, и сделать соответствующие выводы.

Пределы изменения величин радиусов плеохроирующих ореолов в карельских породах устанавливаются от 0,013 до 0,041 *мм*.

Два господствующих радиуса ореолов являются характерными для совершенно определенных пород и формаций. В этом отношении подмечается основная законность: радиусы 0,030 *мм* свойственны более древним породам, радиусы 0,015 *мм* наблюдаются в более молодых породах. Радиусы 0,030 *мм* свойственны и характерны для следующих пород:

1. Постсвионийские граниты Ребольского района.

2. Гранатовые, кианитовые, ставролитовые сланцы беломорского комплекса свионийского возраста.

3. Габбро-нориты, предположительно ботнийские, частью может быть свионийские.

Радиусы в 0,015 *мм* характерны для следующих пород:

4. Постботнийские граниты и гранодиориты Ребольского района.
5. Ятулийские амфиболиты Пебозера.
6. Постъятулийские гранодиориты Тунтудского района.
7. Постъятулийские граниты подужемского типа.
8. Граниты северной Карелии (соностровский и района Полярного Круга). Возраст неясен — постботний или постъятулий.

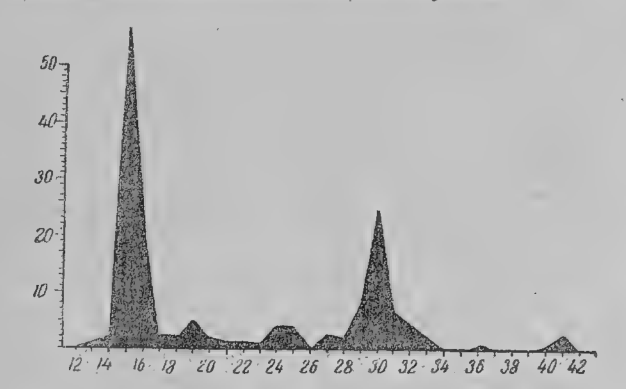


Диаграмма. По оси абсцисс отложены величины радиусов плеохроичных ореолов в тысячных долях миллиметра, по оси ординат — количества измеренных радиусов. Сумма замеров 155.

Diagram. Along the axis of abscissae are plotted the sizes of the radiuses of pleochroic haloes in thousandths of mm, along the axis of ordinates — the number of measured radiuses. Number of measurements 155.

Приведенное разделение с ясностью подтверждает значение возраста для образования ореолов тех или иных радиусов. С этой точки зрения интересным оказывается разделение комплекса беломорских сланцев на две группы. До настоящего времени не удавалось провести какого-либо возрастного разделения пород внутри этого сложного комплекса.

Присутствие в нем двух петрографически различных формаций с различными величинами радиусов указывает на возможность в будущем разделения этого комплекса на две различные по возрасту формации. Представляется возможным при этом использовать метод измерения плеохроичных ореолов.

Судя по распределению пород с установленным возрастом, нижняя граница массового появления ореолов с радиусом 0,015 *мм* связана с эпохой постботнийского диастрофизма, следовательно приурочена к концу архея. Для более древних пород (ботний, свионий) характерен радиус 0,030 *мм*. Это положение, будучи установленным, в дальнейших исследованиях может оказаться важным критерием при определении возраста пород в плохо обнаженных районах. Хорошим примером использования для стратиграфических целей радиусов плеохроичных ореолов может служить отличие в этом отношении древнейших свионийских гранитов (с радиусом 0,030 *мм*) от молодых постъятулийских гранодиоритов. Всем геологам, работающим в Карелии, достаточно хорошо известно, насколько трудно по петрографическим особенностям различить эти породы.

Этот же метод частично может быть использован также для решения таких вопросов, как например происхождение гибридных пород, степень перекристаллизации той или иной свиты, связь пегматитов и аплитов с определенными типами гранитов; он должен быть также учтен при рассмотрении явлений мигматизации и палингенеза. Очень вероятным представляется, что при накоплении большого материала по измерению радиусов плеохроирующих ореолов намечаемые в настоящее время радиусы 0,019 и 0,024—0,025 *мм* получат также некоторое значение и будут связаны с определенными породами.

Литература

1. Joly J. and Fletcher A. L. Pleochroic haloes. Phylos. Mag., vol. XIX, 6 ser., 1910.
2. Wiman E. Studies of some Archean rocks in neighbourhood of Upsala, Sweden. Bull. Geol. Instit. of Upsala, vol. XXIII, 1930—1932.

On the radii of pleochroic haloes in the Karelian rocks

By *N. Sudovikov*

Summary

In this paper the writer draws the reader's attention to the size of the radii of pleochroic haloes.

Being of the opinion that the variation of the size of the radii is determined by the character of the radio-active substance, the writer sees the possibility of establishing definite characteristics of different geological complexes by measuring the dimensions of the radii and believes, moreover, that the study of the radii of pleochroic haloes might be used as an accessory method in geological

mapping and exploration of regions with a complex geological structure.

Measuring of these radii in the Karelian rocks showed that their dimensions vary from 0,013 to 0,041 mm. The diagram given in the text shows that among the different sizes of the radii there are two dominant types giving two sharp maximums in the diagram, namely: 0,015 mm and 0,030 mm.

The following rock complexes are characterized by the predominance of radii of pleochroic haloes equalling 0,030 mm.

1. Post-Svionian granites of the Rebol region.
2. Garnet, kyanite, staurolite schists of the Belomorsk (White Sea) complex.
3. Gabbro-norites (drusites), presumably of Botnian, partly Svionian age.

Radii of 0,015 mm were met with as predominant ones in the following rocks:

4. Post-Botnian granites of Rebol region.
5. Yatulian amphibolites.
6. Post-Yatulian granodiorites of the Tungud region.
7. Post-Yatulian granites of Podujemski type.
8. Granites of Northern Karelia (Son Ostrov region, Poliarny Krug Station).

The lower boundary of the appearance in rock masses of haloes with radii of 0,015 mm is connected with the epoch of Post-Botnian diastrophism. Older rocks possess a characteristic radius of 0,030 mm.

In conclusion the writer points out the possibility of solving by the method of pleochroic haloes a number of questions on the age, grade of metamorphisation and genetic relation of rocks.

Железистые источники в Кондопоге Карельской АССР

Б. Н. Архангельский

Велико значение курортов и домов отдыха, «кузниц здоровья», через которые ежегодно проходят сотни тысяч трудящихся. Хорошо известные южные курорты давно уже не могут удовлетворить огромного спроса на них. Поэтому крайне важно развертывать курортное строительство там, где это позволяют соответствующие природные условия.

Очень часто курорты приурочены к источникам минеральных вод, используемых в бальнеологических целях, и потому, естественно, поиски и изучение минеральных подземных вод имеют огромное практическое значение.

На территории Карельской АССР до сих пор, кроме так называемых марциальных источников близ Кончезера в районе г. Петрозаводска, не известно других минеральных вод. Поэтому накопление фактического материала по гидрогеологии Карелии весьма важно.

При проведении гидрогеологической консультации для Кондопожского целлюлозного комбината в сентябре 1934 г. мне удалось осмотреть два железистых источника.

Первый из них — на участке к северо-западу от главного здания бумажной фабрики, между берегом Кондопожской губы и скалистой грядой, вытянутой в направлении SE 155° — NW 335° и возвышающейся над прибрежной площадкой примерно на 8 *м*. Источник каптирован тонкой (в настоящее время сильно изъеденной) железной трубой диаметром 5″ и высотой около 1 *м*. Вода идет самотеком, переливаясь через устье трубы и выходя струей из бокового отверстия. Возможно, что здесь буровая скважина, но определенных сведений не получено.

Вода бесцветная, прозрачная, с легким запахом сероводорода, пресная, с железистым привкусом, температура + 5,7° С (при температуре воздуха + 7,4° С). Площадка вокруг источника несколько заболочена, травяная растительность покрыта слоем ржавых хлопьев.

На гряде к востоку от источника и к северу от бумажной фабрики в котловане вскрыты: 1) буровато-серые мелкозернистые пески мощностью до 0,5—0,75 *м*; 2) песчанистые глины мощностью около 1 *м*, залегающие на неровно размытой поверхности морены; 3) моренный материал: гальки, гравий, валуны, сцементированные с песком железистыми окислами в довольно плотный конгломерат. Среди галек попадались породы с серным колчеданом, иногда выветрившимся, с угольно-сажистой массой. Видимая мощность этого конгломерата около 1 *м*. Ниже залегают диабазы, выходящие в траншеях у фабрики и в других искусственных и естественных обнажениях.

Второй источник обнаружен между дорогой от бумажной фабрики на с. Кондопогу и диабазовой скалистой грядой. Последняя резко выделяется в рельефе местности, пересекая в направлении SE 150° территорию Целлюлозного комбината. Между этой грядой и бумажной фабрикой имеется карьер, вскрывающий толщу флювиогляциальных косослоистых гравелистых песков, сильно оже-

лезненных. Пески слагают террасу, которая в направлении на SE 150° переходит в валунную гриву, вытянутую параллельно диабазовой гряде и отлого спускающуюся к нижней террасе, на которой расположено с. Кондопога (I терраса Кондопожской губы). Вблизи подошвы южного конца гривы, недалеко от столба-репера № 2/1932 г. Гипролеспрома, на ровной площадке [1] узкой (до 2 *м*) и короткой (около 5—6 *м*) полосой выходят подземные воды. Отдельные грифоны-струи сливаются в общий поток, дающий начало ручью, протекающему через с. Кондопогу. Кроме того, можно видеть и отдельные струи несколько в стороне от основной полосы выходов подземных вод. Некоторые из этих струй можно рассматривать как отдельные источники, хотя общее впечатление — обратное.

Вода бесцветная, прозрачная, без запаха, пресная, с железистым привкусом. Замеры температуры (при температуре воздуха + 7,2°С) показали следующее:

1) В центре полосы выходов струй подземных вод, при глубине потока около 0,20 *м*, температура воды +13,8°С.

2) Ближе к краю полосы (к подошве валунной гривы), при опускании термометра непосредственно в грифон, температура воды +14,9°.

3) В боковой струе, стекающей в сторону болота, температура воды на поверхности +7,9°.

Вокруг источников и в самой полосе их большой осадок ржавых хлопьев. Вследствие выхода значительного количества подземных вод нижняя терраса интенсивно заболачивается.

При общей бедности Карелии в отношении минеральных вод детальное изучение описанных выше источников следовало бы считать крайне желательным. Особый интерес вызывает сравнительно высокая температура железистых вод второго источника. К сожалению, беглый осмотр источников заставляет воздержаться от выводов в отношении генезиса этих вод и их практического значения.

[1] Высотная отметка по карте гипровода около 42 *м*.

Список иностранной литературы, полученной в обмен на издания ЛГГГТ с 15 мая 1934 г. по 15 мая 1935 г.

П. М. Тетяева

Австралия Зап.

Perth

Annual progress report of the Geological [1] Survey for the year 1933.

Бельгия

Bruxelles

Bulletin du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique: 1932—tome VIII. 1933—tome IX. 1934—tome X.

Mémoires du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique.

1932. № 52. Maillieux Eug. La faune de l'Assise de Winenne (Emsien moyen) sur les bordures méridionale et orientale du bassin de Dinant.

1933. № 53. Gilbert Maxime. Monographie de la faune malacologique du bruxellien des environs du Bruxelles.

№ 54. Rosseau A. Étude de la variation dans la composition de la florule du toit des veines de l'Olive et du Parc des Charbonnages de Mariemont-Bascoup.

№ 55. Lecompte M. Le genre alveolites Lamarck dans le dévonien moyen et supérieur de l'Ardenne.

№ 56. Conrad W. Revision du genre mallomonas Perty (1851). Incl. pseudo-mallomonas Chodat (1920).

№ 57. Stockmans F. Les neuroptéridées des bassins houillers belges. 1-re partie.

№ 58. Coninck L. A. de and Schuurmans Stekhoven Jr. J. H. The freeliving marine nemas of the belgian coast. II. With general remarks on the structure and the system of nemas.

№ 59. Contribution à l'étude de Pinacodendron ohmanni Weiss.

1934. № 60. Henri de Saedeleer. D. Sc. Beitrag zur Kenntniss der Rhisopoden: morphologische und systematische Untersuchungen und ein Klassifikationsversuch.

№ 61. Demanet F. Les brachiopodes du dinantien de la Belgique, vol. I.

№ 62. Adam W. et Leloup E. Recherches sur les parasites des mollusques terrestres de Belgique. Trematodes larvaires.

Болгария

София

Списание на Българското Дружество.

Год VI. 1934. Кн. 2 и 3.

Венгрия

Budapest

Földtani Közlöny a Magyarhoni Földtani társulat folyóirata (Geologische Mitteilungen). Zeitschrift der ungarischen geologischen Gesellschaft. 1932. Band LXII. №№ 1—12. 1933. Band LXIII №№ 1—12. 1934. Band LXIV. №№ 1—12.

Германия

München

Abhandlungen der Geologischen Landesuntersuchung des Bayerischen Oberbergamtes.

1929. Heft 1. Adolf Wurm. Die Nürnberger Tiefbohrungen, ihre wissenschaftliche und praktische Bedeutung.

1930. Heft 2. Georg Priehäusser. Die Eiszeit im Bayerischen Wald.

*

1931. Heft 3. Несколько статей.

1931. Heft 4. Karl Boden. Beschaffenheit, Herkunft und Bedeutung des ostalpinen Molasse-Schuttes. Ludwig Simon. Die Gegend von Tölz in der Nacheiszeit.

1931. Heft 5. P. Magnus Deme. Gesteinkundliche Untersuchungen im Vorspessart südlich der Aschaff.

1932. Heft 6. Adolf Wurm. Das Fichtengebirger Algonkium und seine Beziehungen zum Algonkium Mitteleuropas. Paul Dorn. Untersuchungen über frankische Schwammriffe.

1932. Heft 7. Mattheus Schuster. Die Gliederung des unterfränkischen Buntsandsteins. 1. Der Untere und Mittlere Buntsandstein.

1932. Heft 8. Ernst Kraus. Der bayerisch-österreichische Flysch.

1933. Heft 9. Mattheus Schuster. Gliederung des unterfränkischen Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. a. Die Grenzschichten zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein.

1933. Heft 10. Eduard Hartmann. Geologie der Reichenhaller Solenquelle. Josef Knauer. Die geologische Ergebnisse beim Bau der Bayerischen Zugspitzbahn. Adolf Wurm. Junge Krustenbewegungen im Weidener Becken.

1933. Heft 11. Friedrich Hegemann und Albert Maucher. Die Bildungsgeschichte Kieslagerstätte im Silber-Berg bei Bodenmais. Fritz Heim. Gliederung und Faziesentwicklung des Oberen Buntsandsteins im nördlichen Oberfranken. Josef Knauer. Die Gehängerutsche (Blattanbrüche) bei Garmisch-Partenkirchen.

1934. Heft 12. Alfred Kircher. Die saxonische Tektonik Unterfrankens und ihre Einwirkung auf die Morphologie und Flussgeschichte des Mains.

1934. Heft 13. Oskar Kuhn. Die Tier- und Pflanzenreste der Schlothemia-Stufe (Lias-α_2) bei Bamberg.

1934. Heft 14. Albert Schad. Stratigraphische Untersuchungen im Wellengebirge der Pfalz und östlichen Saargebites.

1934. Heft 15. Mattheus Schuster. Die Gliederung des unterfränkischen Buntsandsteins. II. Der Obere Buntsandstein oder das Röt. b. Das Untere Röt oder die Stufe des Plattensandsteins.

Индия

Calcutta

Records of the Geological Survey of India. 1933. Vol. LXVII, parts I, II, III. 1934. Vol. LXVIII, parts I, II, III, IV.

Transactions of the Mining and Geological Institute of India. 1934. Vol. XXIX, parts 1, 2.

Индо-Китай

Tonkin

L'Industrie minérale indochinoise en 1933.

L'Industrie minérale indochinoise en 1934.

Италия

Milano

Bolletino del Comitato per la Geodesia e la Geofisica del Consiglio Nationale delle Ricerche.

1934. № 1—2. G. Cossinis e prof. Dore. Le tavol fondamentali per la riduzione delle misure di gravità.

Publicazioni del Comitato per Geodesia e la Geofisica (Consiglio Nationale delle Ricerche).

1934. № 3. E. Soler e G. Cossinis. L'attività del Comitato Nationale per la Geodesia e la Geofisica durante l'anno 1933.

1934. № 4. F. Vercelli. Metodi pratici per l'Analisi delle curve oscillanti.

1934. № 5. G. Cossinis. La Fotogrammetria aerea e la sua importanza tecnica ed economica.

1934. № 6. Andrea Melicchia. L'organizazione meteorologica europea.

1934. № 7. P. Caloi. Calcolo della profondità ipocentrali in funzione della distanza epicentrale e dell'angolo d'emergenza delle onde P.

R. Istituto Superiore di Ingegneria (R. Politecnico). Publicazioni dell'Istituto di Topografia e Geodesia.

1934. № 1. G. Cassinis, M. De Pisa e P. Dore. I risultati della grociera gravimetrica del R. Sommergibile „Vettor Pisani" e la gravità in Italia.

1934. № 2. L. Solari. Su di un caso particolare del problema del vertice di piramide.

1934. № 3. G. Cassinis. La Fotogrammetria aerea et la sua importanza tecnica ed economica.

1934. № 4. G. Cassinis. Per lo sviluppo dell'industria fotogrammetrica italiana.

1934. № 5. G. Cassinis. I rilevementi aerofotogrammetrici a grande scala e il contributo italiano.

1934. № 6. G. Cassinis, P. Dore, S. Ballarin. Te tavole fondamentali per la riduzione dei valori osservati della gravità.

Roma

Bolletino del R. Ufficio Geologico d'Italia. 1934. Vol. LIX. №№ 1, 2, 3, 5, 6.

Канада

Ottawa

Canada Department of Mines. Geological Survey. Economic geology series.

1934. № 13. J. J. O'Neill and H. C. Gunning. Platinum and Allied Metal Deposits of Canada.

Canada Department of Mines. Geological Survey. Memoirs.

1934. № 171. V. Dolmage. Geology and Ore Deposits of Copper Mountain, British Columbia.

1934. № 172. J. F. Walker. Geology and Mineral-Deposits of Salmo Map-area, British Columbia.

Canada Department of Mines. Geological Survey. Summary report. 1934. Part A. № 2350. 1934. Part B. № 2353. 1934. Part C. № 2347. 1934. Part D. № 2351.

Toronto

Province of Ontario. Department of Mines. Bulletin.

1935. № 98. Preliminary report of the mineral production of Ontario in 1934.

Китай

Peiping

Geological Bulletin. 1934. № 24.

Латвия

Riga

Korrespondenzblatt des Naturforscher-Vereins zu Riga.

Register zu den Bänden I—LX nebst Verzeichnis den übrigen Druckschriften des Vereins. 1932.

Польша

Krakow

Towarzystwo Geologiczne polskie. Rocznik. Za rok 1928. Tom V. Za rok 1929. Tom VI. Za rok 1930—1931. Tom VII. Za rok 1932. Tom VIII. Zeschyt 1. Za rok 1932. Tom VIII. Zeschyt 2. Za rok 1933. Tom IX.

Polskie Towarzystwo Geologiczne. 1934. Wilhelm Friedberg. Mięczaki mioceńskie ziem polskich. część II. Małże. Zeszyt 1-szy.

Warszawa

Sprawozdania polskiego Instytutu Geologicznego. 1932. Tom VII. Zeszyt 1, 2. 1933. Tom VII. Zeszyt 3, 4.

Румыния

Bucuresti

Anuarul Institutului Geologic al României. 1930. Vol. XV. 1931. Vol. XVI.

США

Kansas

Bulletin of the University of Kansas. State Geological Survey of Kansas.

1933. Vol. XXXIV, № 5. Maxim K. Elias. Cephalopods of the Pierre Formation of Wallace County Kansas, and adjacent area.

1934. Vol. XXXV, № 14. Edward A. Koester. Development of the oil and gas resources of Kansas.

Michigan

Contributions from the Museum of Paleontology. University of Michigan. 1934, vol. IV.

№ 6. E. C. Case. A specimen of a long-nosed dolphin from the cone valley gravels of Polk county, Florida.

№ 7. E. C. Case. Description of a skull of Kannemeyeria erithrea Haughton.

№ 8. A. Wetmore and C. Case. A new fossil hawk from the oligocene beds of south Dacota.

№ 9. E. C. Case and T. E. White. Two new specimens of phytosaurus from the Upper Triassic of western Texas.

№ 10. G. M. Ehlers and Virginia Kline. Revision of Alexander Winchell's types of brachiopods from the Middle Devonian traverse group of rocks of Michigan.

№ 11. Chester and Arnold. A preliminary study of the fossil flora of the Michigan coal basin.

№ 12. Alfred S. Warthin, Ir. Common Ostracoda of the traverse group.

Финляндия

Helsingfors

Fennia (Societas Geographica Fenniae). 1934. №№ 58, 59.

Франция

Paris

Association Internationale d'Hydrologic scientifique. Bulletin. 1934, №№ 20, 21.
Centenaire de la Société Géologique de France. Livre jubilaire. 1830—1930. Tt. 1, II,

Швеция

Lund

Meddelanden från Lunds Geologisk-Mineralogiska Institution.

1934. № 57. Norin Rolf. Zur Geologie der südschwedischen Basalte.

1934. № 58. Hjelmquist Sven. Zur Geologie des südschwedischen Grundgebirges. Die kristallinischen Gesteine des Romeleåses.

Stockholm

K. Svenska Vetenskapsakademien.
Arkiv för Botanik. 1934. Band 26. Häft 2; 3. 1935. Band 26. Häft 4.
Arkiv för Kemi, Mineralogi och Geologi. 1934. Band 11. Häft 4.
Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik. 1934. Band 24. Häft 3, 4.
Arkiv för Zoologi. 1934. Band 26. Häft 3, 4. 1935. Band 27. Häft 1, 2.
Handlingar. Tredje serien.

1934. Band 13. № 3. Dr. Augusta Ärnbäck—Christine-Linde. Northern and arctic invertebrates in the collection of the swedish state Museum.

№ 4. N. A. Kemner. Systematische und biologische Studien über die Termiten Javas und Celebes.

№ 5. Erik A. son Stensiö. On the Heads of Certain Arthrodires. I. Pholidosteus, Leiosteus and Acanthospids.

№ 6. Axel Corlin. Catalogue of aurorae boreales observed in Northern Sweden during the time August 1932—March 1933.

№ 7. Erik Holmberg. Some statistical investigations of eclipsing binaries.

1934. Band 14. № 1. Gaston Backman. Das Wachstum der Körperlänge des Menschen.

№ 2. C. Skottsberg. Studies in the genus Astelia Banks et Solander.

Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. Avhandlingar och Uppsatser.

1933. № 377. Brok Asklund. Vemdalskvartsitens alder.

1934. № 380. Gunnar Ekström. Agrogeologiska Undersökningar vid svalöv.

1934. № 381. A. H. Westergård. En kvartär stromatolitkalksten från bohuslän.

1934. № 382. Brok Asklund och Per Thorslund. Fjällkedjerondens bergbyggnad i norra jämtiland och Ångermanland.

1934. № 383. O. Arrhenius. Fosfathalten i skånska jordar.

Upsala

Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala. 1933, vol. XXIV.

Эстония

Tartu

Publications of the Geological Institution of the University of Tartu. 1934.

№ 38. Anatol Heintz. Revision of the Estonian Arthrodira. Part I. Family homostiidae Jackel.

№ 39. A. Öpik. Über Klitamboniten.

№ 40. A. Öpik. Ristnakrinus, a new ordovician Crinoid from Estonia.

Югославия

Belgrad

Vesnik Geološkog Instituta Kraljevine Jugoslavije. 1933. Za god 1932. Knjiga II. 1934. Za god 1933. Knjiga III. Sveska 1, 2.
Povremena izdanja Geološkog Instituta Kraljevine Jugoslavije.

Fedro Koch. Geologia Otoka Visa. Beograd. 1934.

Южная Родезия, Африка

Salisbury

Geological Survey Bulletin.

1934. № 27. J. C. Ferguson. The Geology of the Country around Filabusi, Insiza District.

Япония

Tôkyô

Proceedings of the Imperial Academy. 1933. Vol. IX. №№ 8, 9, 10. 1934. Vol. X. №№ 1, 2, 3.

Imperial Geological Survey of Japan. Explanatory text of the Geological Map of Japan.

1934. 1) Kameki Kinoshita. Hanawa. Zone 6. Col. III, Sheet 19.

1934. 2) Keinosuke Ihara. Kaseda. Zone 41. Col. XXIV, Sheet 319.

1934. 3) Ken-Ichi Murayama. Honjö. Zone 8. Col. IV, Sheet 33.

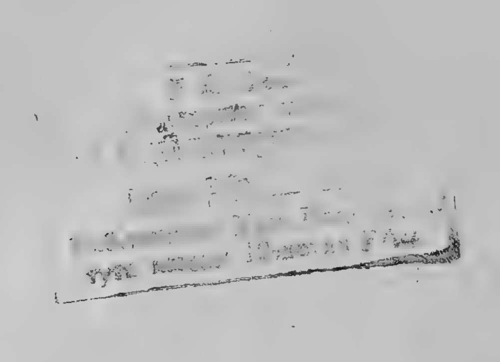
1934. 4) Ken-Jehi Murayama. Tobishima. Zone 10. Col. V, Sheet 38.

1934. 5) Ken-Ichi Murayama. Sakata. Zone 11. Col. V, Sheet 43.

1934. 6) Tomofusa Mitsuchi. Narita. Zone 23. Col. IV, Sheet 105.

1934. 7) Tsuyoshi Akagi. Mameda. Zone 33. Col. XXIII, Sheet 278.

The Journal of the Geological Society of Tôkyô. 1934. Vol. XLI, № 495. 1935. Vol. XLII, № 497. 1935. Vol. XLII, № 498.



ОГЛАВЛЕНИЕ

Ответственный редактор *В. С. Максимов* Технический редактор *Р. А. Аренс*.

Поступило к печати с матриц 16 июня 1936 г.
Индекс Гр. 99—5-4. Изд. № 141. Тираж 750 экз. Ленгорлит № 10387. Заказ № 741.
Формат бумаги 62×94$^{1}/_{8}$. Авт. листов 14,2. Печ. листов 14. (81984 тип. знаков в 1 бум. листе) Бум. листов 7.

4-я типография ОНТИ НКТП СССР «Красный Печатник». Ленинград, Международный пр., 75-а.

Цена 4 руб.

Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР:

Вып. 1. С. С. Вишняков. **Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв.** 23 стр., 1 рис. Цена 80 коп.

Ленинградская область:

Вып. 2. Б. И. Асаткин и *С. Г. Вишняков.* **Карбонатные породы нижнесилурийских отложений.**
Р. Ф. Геккер. **Карбонатные породы девонских отложений.** 44 стр., 3 таблицы рисунков. Цена 1 р. 20 к.

Вып. 3. З. А. Богданова. **Карбонатные породы нарбоновых отложений.**
В. Н. Рябинин. **Средний и верхний карбон.** 18 стр., 2 рисунка. Цена 60 коп.

Вып. 4. В. П. Бархатова. **Карбонатные породы юго-западной четверти 54-го листа.**
В. Н. Рябинин. **Карбонатные породы пермских отложений.** 12 стр., 3 рис. Цена 80 коп.

Вып. 5. **Каталог и карта 26-го листа.** 26 стр., 1 карта в красках. Цена 2 р. 50 к.

Вып. 6. **Каталог и карта 27-го листа.** 32 стр., 1 карта в красках. Цена 2 р. 75 к.

Вып. 7. **Каталог и карта 41-го листа.** 26 стр., 1 карта в красках. Цена 2 р. 25 к.

Вып. 8. **Каталог и карта 42-го листа.** 15 стр., 1 карта в красках. Цена 2 руб.

Вып. 9. **Каталог и карта 55—54-го листа.** 11 стр., 1 карта в красках. Цена 1 р. 90 к.

Северный край:

Вып. 10. Н. С. Кобозев и *В. Я. Игнатьев.* **Геологический очерк.** 12 стр., 1 таблица рисунков. Цена 75 коп.

Вып. 11. **Каталог и карта Северного листа.** 19 стр., 1 карта в красках. Цена 2 р. 50 к.

Вып. 12. **Каталог и карта Южного листа.** 31 стр., 1 карта в красках. Цена 2 р. 75 к.

Карельская АССР:

Вып. 13. К. К. Судиславлев. **Геологический очерк, каталог выходов карбонатных пород.** 12 стр., 1 карта. Цена 1 р. 90 к.